В. С. СОБОЛЕВ

ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ

Петрология ВЕРХНЕЙ МАНТИИ и происхождение АЛМАЗОВ

«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. 60-летия СОЮЗА ССР

В. С. СОБОЛЕВ

ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ

Петрология ВЕРХНЕЙ МАНТИИ и происхождение АЛМАЗОВ

5209

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР *Н. В. Соболев*

НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1989

Институт Геологических Наук АН Армянской ССР
Библиотека

Избранные труды. Петрология верхней мантии и происхождение алмазов/Соболев В. С.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989.— 252 с.
ISBN 5—02—028811—X.

В книге объединены статьи, посвященные характеристике ряда уникальных типов глубинных ксенолитов в кимберлитах Якутии, в том числе впервые открытых и описанных гроспидитов. Приведены строгие физико-химические доказательства глубинностей главных типов ксенолитов, на основании их характеристики создана оригинальная классификация типов состава верхней мантии для областей с различным геологическим строением, для отдельных районов построены глубинные петрологические разрезы. Последовательно развивается тезис о неоднородности и дифференцированности вещества верхней мантии, обосновывается оригинальная гипотеза происхождения лейцитовых пород. Приводится доказательство погружения вещества земной коры в мантию и обмена между земной корой и верхней мантией. На основании детальных исследований кимберлитов и глубинных ксенолитов развивается гипотеза глубинного, мантийного происхождения природных алмазов, обосновываются практические рекомендации по усовершенствованию методов поисков алмазных месторождений.
Издание рассчитано на геологов, петрологов, геохимиков.

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

С $\frac{1904020000—847}{042(02)—89}$ 202—88—IV

© В. С. Соболев, 1989

ISBN 5—02—028811—X

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ И КИМБЕРЛИТОВ

КЛЮЧ К «ОКНУ» В ЗЕМНУЮ МАНТИЮ

(Были и будни алмазного края, Якутск, 1979)

Свои воспоминания я начну со студенческих лет. Сразу скажу, мне очень повезло. Моими учителями были непосредственные ученики и последователи одного из крупнейших мировых ученых — кристаллографа, минералога, петрографа и горного инженера, крупнейшего знатока рудных месторождений Евграфа Степановича Федорова. Школа Ленинградского горного института в этом отношении занимала особое положение не только в Советском Союзе, но и за рубежом. Моими учителями по минералогии были Анатолий Капитонович Болдырев и Сергей Сергеевич Смирнов, по рудным месторождениям — Николай Игнатьевич Свитальский. Но основное влияние оказали на меня учителя петрографии — Владимир Никитович Лодочников и Александр Николаевич Заварицкий. Владимир Никитович был непревзойденным мастером микроскопической диагностики минералов и, как никто другой, умел научить этому других. А Александр Николаевич читал в Ленинградском горном институте разработанный впервые в мире курс физико-химических основ петрографии магматических пород.

Учеба и работа у В. Н. Лодочникова сделали из меня в первую очередь микроскописта, который ездил в поле значительно меньше по сравнению с товарищами по работе. И до сих пор, пройдя длинный жизненный путь, я убежден, что существенная ошибка многих геологов и геологических учреждений — неправильное распределение времени между полевыми и камеральными исследованиями. Отнюдь не умаляя значения собственных полевых наблюдений каждого петрографа и минералога, я считаю, что ежегодные поездки в поле приводят к такому положению, когда значительная часть привезенного материала не может быть достаточно глубоко изучена в лаборатории. Это влечет зачастую существенную отсрочку важных открытий как в области теоретических знаний, так и месторождений полезных ископаемых.

Лекции же А. Н. Заварицкого на всю жизнь определили мой глубокий интерес к физико-химическим процессам образования горных пород, который я пытался глубже сочетать с кристаллографическими концепциями, впервые услышанными мною на лекциях А. К. Болдырева.

Моя практическая работа сразу связала меня с геологией восточной части Сибири (снова повезло!). Еще будучи студентом, под руководством В. Н. Лодочникова в Центральном научно-исследовательском геологическом институте (ВСЕГЕИ), который, впрочем, в то время многократно менял свое название, но не существо работы, я занялся петрографическим описанием коллекции разнообразных пород, собранной известными географами — братьями В. В. и Н. В. Ломакиными в Восточном Саяне. Это укрепило практические навыки и пробудило интерес к этому замечательному региону. Моя первая студенческая практика в 1928 г. проходила в Сибири на Аспашагском асбестовом месторождении (правый берег Енисея) под руководством Н. Д. Меркурьева, а затем в 1929 и 1930 гг. студентом и молодым инженером я работал в Южной Якутии под руководством тогда тоже сравнительно молодого инженера Д. С. Коржинского. Эти

работы пробудили интерес к физико-химическим проблемам метаморфизма, к которым я вернулся уже на более позднем этапе своей работы в Сибирском отделении АН СССР. Здесь же впервые на практике удалось почувствовать глубокую справедливость идей Е. С. Федорова и всей его школы о самой тесной связи, казалось бы, весьма отвлеченных вопросов теоретической науки с конкретными поисками полезных ископаемых, а в данном районе — с поисками месторождений золота.

ЭКСПЕДИЦИЯ В СИБИРСКИЕ ТРАППЫ

В 1931 г. во ВСЕГЕИ руководитель петрографического отдела — один из крупнейших геологов и петрографов нашего времени Виктор Арсентьевич Николаев — поручил мне, молодому горному инженеру, весьма ответственную самостоятельную тему — изучение траппов Сибирской платформы. По случайному совпадению доклад по этой проблеме, конечно, на основе чужих исследований и на студенческом уровне мне пришлось уже делать на семинаре по геологии Союза, которым руководил Д. В. Наливкин. При разработке темы было ясно, что многочисленными геологами, исследовавшими Сибирскую платформу, был к тому времени накоплен очень большой каменный материал, тщательно задокументированный, но подвергнутый лишь предварительной петрографической обработке. Однако заняться этим материалом можно было только после детального ознакомления с самими породами на месте их залегания. Были отпущены средства на проведение большого маршрута, который бы пересек часть Сибирской платформы. Транспортные возможности того времени были ограничены, и воздушный флот не был еще поставлен на службу геологии. Поэтому после многочисленных консультаций и обсуждений был выбран маршрут по р. Нижняя Тунгуска, где можно было подняться от Туруханска на 800 км, пользуясь регулярным сообщением, на катере и забросить туда большую лодку. Дальше, еще 400 км до устья Илимпеи, эту лодку пришлось тащить на себе, изучая вместе с тем береговые обнажения траппов. В экспедиции участвовал коллектор и двое рабочих. В устье Илимпеи удалось нанять проводника с оленями. Захватив с собой продукты и ограниченное количество груза, отчасти пешком, отчасти верхом на оленях мы углубились в сибирскую тайгу, изучая как береговые, так и горные выходы траппов и туфов. Затем в среднем течении реки караван оленей был отправлен к устью на факторию, а мы втроем, каждый в лодке (сшитой из березовой коры), приобретенной у эвенков, спустились по Илимпее, часто преодолевая довольно бурные перекаты и пороги. Весь боковой маршрут пришлось вести глазомерную съемку, которая была использована при составлении новых карт Сибири.

Дальнейший путь в 1200 км по Нижней Тунгуске мы прошли на большой лодке. Так как в осеннее время уже была опасность раннего ледохода с северных притоков, то пришлось торопиться и не только плыть весь день, но и отдельные ранее осмотренные участки проходить ночью. Преодолев со значительными сложностями Большой порог, мы вовремя вернулись в Туруханск, успев к последнему пароходу, и доставили с собой большую собранную коллекцию, которая легла в основу всей дальнейшей работы.

ПЕРВЫЕ СРАВНЕНИЯ С ЮЖНОЙ АФРИКОЙ

Во время экспедиции удалось найти много интересного. Так как в районе Илимпеи я был первым геологом, то «открыл» новые выходы угля, железных руд, сульфидов. Слово «открыл» стоит в кавычках, так как, по сути, эти месторождения открыла река своей деятельностью, и они выходили на обрывах. Пришлось и «закрыть» одно месторождение. Мой

проводник сообщил мне, что в районе имеется заявочный столб на месторождение слюды, поставленный еще до 1917 г. каким-то купцом. Это было невероятно для области траппов. Действительно, слюда оказалась прекрасным пластинчатым цеолитом — гейландитом.

Были получены очень интересные данные по петрологии самих траппов, из которых, помимо открытия процесса кристаллизационной дифференциации вплоть до образования настоящих гранитных жилок, самым главным было выделение области развития вулканических покровов в центральной части платформы, в то время как к западу по Нижней Тунгуске были распространены лишь пластовые интрузии, которые очень трудно было отличить от настоящих покровов. Это геологическое наблюдение, подтвержденное экспедицией Б. Н. Рожкова, Г. Г. Моора и других, проводивших в том же году в районе руч. Северного исследования, которые выявили эффузивные образования на возвышенных частях платформы к северу от Нижней Тунгуски, сыграло большую роль в дальнейшем для сравнения геологии Сибирской платформы и Южной Африки.

За экспедицией следовало кропотливое лабораторное изучение горных пород и минералов, сначала собранных в самой экспедиции, а затем и больших фондов, хранившихся в шлифотеке института. Особую роль здесь сыграли прекрасно задокументированные коллекции С. В. Обручева, много лет отдавшего исследованиям Сибирской платформы. В это время еще не было такого обилия информации, как в текущем десятилетии, и геологи не могли позволить себе роскошь издать в виде книг не только свои выводы, но и описания фактического материала, т. е., по существу, обработанные полевые дневники с предварительными и петрографическими определениями. Именно такой характер носила книга С. В. Обручева «Тунгусский бассейн» [1933], где петрографические данные принадлежали Е. В. Павловскому. Изучая коллекции и делая многочисленные пометки на полях, я, конечно, до невозможности истрепал эту книжку, и мне было очень неловко, когда в лабораторию неожиданно зашел Сергей Владимирович. Однако он сказал, что гордится тем, что его книга пришла в такой вид благодаря постоянному пользованию ею.

Впервые данные по породам Норильского месторождения я получил на основе изучения коллекции Н. Н. Урванцева и И. Ф. Григорьева, а по району Вилюя — по коллекции В. Н. Зверева и В. Г. Дитмара. В дальнейшем была установлена связь с различными экспедициями, посещавшими платформу, и я специально просил привезти мне те или иные материалы и сделать нужные наблюдения. А сам для сравнения посетил район габбро-диабазов Онежского озера.

Публикуя данные по отдельным вопросам в своих статьях, я в то же время готовил монографию, опубликованную в 1936 г. в Трудах Арктического института благодаря активному содействию того же С. В. Обручева. В этой монографии была сделана попытка использования обширного литературного материала по сходным породам других районов земного шара, а также сравнения с базальтовыми формациями, отличающимися по своему петрографическому характеру. Меня прежде всего интересовали особенности кристаллизационной дифференциации магмы, но в то же время особое внимание привлекло поразительное сходство комплексов траппов в разных районах земного шара. Я горжусь тем отзывом, который дал этой монографии Ю. А. Кузнецов в своей работе о магматических формациях. Не рассматривая здесь сделанных теоретических выводов, остановлюсь на одном важном для дальнейшего изучения моменте — сравнении геологии Сибирской платформы с областью распространения карру-долеритов в Южной Африке.

Изучением траппов занялись многие организации, и появилась публикация Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, исследовавшего интрузии южной части платформы. Наряду с очень интересными новыми петрографическими данными и общими соображениями в этой монографии высказывалась идея, с которой я никак не мог согласиться,— это было геологическое

противопоставление Сибирской платформы как области опускания и соответственно развития пластовых интрузий району Карру как области поднятия и трещинных излияний. В своей работе со свойственным молодости задором я вступил в резкую полемику с этим крупнейшим авторитетом, так как уже тогда меня удивило поразительное сходство не только петрографического характера, но и всей геологической истории этих областей. Это сравнение проходит красной нитью по всей работе. Однако в то же время в ней не было и намека на возможность поисков кимберлитов на Сибирской платформе.

Все дело в том, что уже тогда в результате детального изучения кристаллизационной дифференциации траппов мне было ясно, что кимберлиты не могут быть непосредственно генетически связаны с трапповой магмой. В трапповой магме в самой начальной стадии кристаллизации оливин содержит 20 % и более железистого компонента, в то время как в кимберлитах его содержание в оливине порядка 10 %. Это магма принципиально иного типа, образование которой происходит в тех же геологических условиях, но в результате какого-то иного процесса, как мы теперь представляем, процесса, идущего на более глубоком уровне, в мантии, и с более полным плавлением ультраосновных пород. Уже давно высказывались мысли о генетическом родстве кимберлитов Южной Африки с мелилитовыми базальтами и близкими к ним породами, отличающимися не только низким содержанием кремнекислоты, но и высокой магнезиальностью. Отсутствие таких пород, которые в Африке гораздо моложе траппов, и было тем недостающим звеном, которое не позволяло еще говорить вслух о возможности поисков кимберлитов на Сибирской платформе.

НЕДОСТАЮЩЕЕ ЗВЕНО

И вот недостающее звено было обнаружено.

По инициативе С. В. Обручева мне было поручено подготовить к XVII сессии Международного геологического конгресса в Москве доклад по петрографии Енисейско-Ленского сектора Советской Арктики. Для выполнения этого задания мне нужно было как по литературе, так и по имеющимся коллекциям изучить породы Таймыра, о которых тогда имелись скудные сведения. Исследуя метаморфические породы из коллекции нашего крупнейшего геолога Арктики Н. Н. Урванцева, я обнаружил интереснейшую вулканическую породу, которая, по существу, не имела точного аналога в мировой литературе и заслуживала специального названия, которое, однако, мною не было предложено. Главное заключалось в том, что это была порода, несомненно, не связанная с траппами, гораздо более магнезиальная и по своему характеру родственная мелилитовым базальтам Южной Африки. Включив краткое описание этой породы в свой доклад, я подал первый рапорт о необходимости поисков кимберлитов на севере Сибирской платформы, который передал Александру Петровичу Бурову.

ПРОГНОЗЫ ПО СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Бурные темпы индустриализации страны в 30-е годы ставили перед советскими геологами задачи поисков новых типов сырья, и одной из важнейших была задача поисков алмазов. С самого начала во главе коллектива по решению этой проблемы стал энергичный геолог А. П. Буров. Уже в прошлом столетии в юго-западной части Сибирской платформы — Енисейском кряже — Еремеевым были описаны находки алмазов в речных россыпях. Один из первых поисков был в этом районе, однако он не

дал положительных результатов. Далее поиски шли в двух направлениях — проверялись старые данные о находках алмазов на золотоносных россыпях Урала, что и дало нам первые, не очень богатые, но возможные для промышленного использования россыпные месторождения алмазов, и велись поиски новых месторождений на основе проверки различного рода научных гипотез. А. П. Буров не только с энтузиазмом встретил мою мысль, но и предложил мне участвовать в специальной научной теме: «Сравнительное изучение геологических структур заграничных месторождений алмаза и сопоставление их с геологическими структурами отдельных районов СССР». С 1938—1939 гг. я углубился в изучение мировой литературы по геологии и минералогии алмазных месторождений, прежде всего месторождений Южной Африки.

В это время появились новые факты. Геологи Арктического института А. Кордиков и П. Кабанов привезли из Хатангского района богатую коллекцию магматических пород, петрографическое изучение которой было поручено Г. Г. Моору. Изучая коллекцию, он неоднократно обращался ко мне за консультациями. Я обратил его внимание на особый характер описываемых пород, несомненно, далеких от траппов и приближающихся к родственникам кимберлитов. Правда, это были еще не меймечиты, которые значительно позже, лишь в 1945—1946 гг., описаны и названы так В. К. Котульским и Ю. М. Шейнманном, но это была уже целая своеобразная формация, непосредственно связанная с ультраосновными и нефелиновыми интрузивными породами, что подкрепляло идею о сходстве с Южной Африкой и возможности находки кимберлитов. Г. Г. Моор поддержал эту гипотезу.

Одним из сохранившихся документов той эпохи является стенографическая запись моего выступления на первом совещании по алмазам 5 января 1940 г., связанного с докладом Казанцева, который, говоря об Урале, высказал мысль о близости геологии этого района и Южной Африки. В своем выступлении я отметил, что, «...если говорить о Южной Африке, то наибольшее сходство с южно-африканской платформой мы имеем в области Сибирской платформы между Енисеем и Леной». Говоря далее о находке вышеуказанных интересных пород, вместе с тем учитывая исключительно трудную доступность района, я не считал еще возможным настаивать здесь на постановке специальных исследований и говорил лишь о том, что работающие в этих районах «...геологи Севморпути должны иметь в виду возможность нахождения там формаций кимберлитов и алмазов. Никаких поисковых работ там не велось, и могут быть значительные месторождения».

В 1940 г. был представлен отчет по первой части разрабатываемой темы, охватывающей кроме всей территории Африки также месторождения районов территорий о. Борнео, Австралии и Северной Америки. Этот отчет хранился в фондах ВСЕГЕИ и был доступен всем геологам, занимающимся поисками месторождений алмазов, а частично даже использован в публикациях В. С. Трофимова. Сам отчет был почти полностью, с небольшими сокращениями, опубликован в виде отдельной монографии лишь в 1951 г., когда в Сибири уже было найдено большое количество алмазов в россыпных месторождениях бассейна Вилюя. А вместе с тем одним из основных выводов этого отчета было следующее заключение: «Наибольшее сходство с областью распространения кимберлитов Южной Африки имеет Сибирская платформа. Это сходство еще увеличивается в связи с открытием автором на полуострове Таймыр и Г. Г. Мооором (при консультации автора) в районе р. Хатанги щелочных основных пород типа лимбургита, авгитита и альнеита, близких к мелилитовым базальтам Южной Африки, сопровождающим кимберлиты. Вопросам поисков кимберлитов и алмазов должна уделять серьезное внимание каждая экспедиция, работающая на севере Сибирской платформы. Особенно нужно обратить внимание на поиски алмазов в разрабатываемых россыпях благородных металлов в районе Норильска и на Вилюе».

В феврале 1941 г. по инициативе А. П. Бурова в отделе минеральных ресурсов Госплана СССР в Москве состоялось специальное совещание, обсуждавшее проблему поисков алмазов. Наряду со специалистами, непосредственно работавшими в учреждениях Комитета по делам геологии, в работе совещания принимал участие А. Е. Ферсман, горячо поддержавший высказанные идеи. Одним из основных пунктов постановления совещания было предложение проводить поисковые работы в северной части Сибирской платформы, и в частности в бассейне Вилюя.

ТОЛЬКО КИМБЕРЛИТЫ ИЛИ НЕ ТОЛЬКО КИМБЕРЛИТЫ?

При проработке обширной литературы по месторождениям алмазов мне бросилось в глаза интересное противоречие:

1) коренными месторождениями алмазов, которые разрабатываются, всегда являются только типичные кимберлиты, занимающие в ряду изверженных пород совершенно особое место не только по своей минералогии и петрографии, но и по своему геологическому типу;

2) наряду с этим имеются десятки различных указаний на нахождение алмазов в самых разнообразных породах, начиная от перидотитов (Борнео, Канада) до базальтов (Австралия, а теперь Камчатка), в порфиритах (Африка) и даже в метаморфических породах (Борнео, Бразилия). При этом воспроизводимые данные или образцы, в которых видны были бы алмазы, нигде не известны. Правда, последнее не касается алмазов в метеоритах, но это уже не горные породы. В некоторых случаях впоследствии появлялись отдельные опровержения, указывающие, что прежние определения были неправильны. В большинстве же случаев находки оставались единичными и впоследствии никем не опровергались. При этом нередко предпринимались меры для проверки и подтверждения находок, дробилось и обогащалось большое количество материала, но это ничего не давало.

В результате создалось следующее парадоксальное положение. Многие исследователи до настоящего времени считают возможным искать коренные источники алмазов иные, чем кимберлиты, расходуя или, по крайней мере, испрашивая на это большие деньги. Подобные гипотезы они подкрепляют, с одной стороны, примерами из литературы, с другой — тем обстоятельством, что во многих случаях в районе находок россыпных алмазов не удается найти кимберлиты.

В своей сводке я пришел к совершенно определенному выводу, что все находки алмазов в основных породах (порфиритах) являются весьма сомнительными. Более осторожно пришлось отнестись к возможности связи алмазов с некоторыми интрузивными гипербазитами, но и здесь было подчеркнуто, что нигде такая связь не доказана.

Выше уже было сказано, что А. Е. Ферсман, участвовавший в специальном совещании, поддержал идею о поисках алмазов на Сибирской платформе. Но, с другой стороны, он не согласился с выводом об отсутствии достоверных находок алмазов в основных породах, и по этому вопросу у нас разгорелась острая дискуссия.

Забегая вперед, напомню, что и после находки россыпных алмазов в Сибири некоторые исследователи высказывали предположение о их связи с особыми типами сибирских траппов.

Даже после того, как в Сибири были найдены кимберлитовые трубки, когда алмазоносная кимберлитовая трубка найдена в Индии и были установлены кимберлитовые тела в разных странах Африки, где источники россыпей казались загадочными, когда во всем мире лихорадочно ищут и находят кимберлиты (Бразилия, Австралия, Канада, Гренландия), спор о некимберлитовых источниках, по существу, остается неразрешенным, и появляются новые находки, которые опять-таки, по существу, нельзя проверить.

Не вдаваясь здесь в теоретическую дискуссию о генезисе алмазов, я хочу подчеркнуть одну очевидную мысль: для решения спора сейчас становится особенно актуальным получение очевидных результатов — образца породы с кристаллами алмаза, как это мы имеем в кимберлитах или алмазоносных ксенолитах, выносимых из мантии, или, по крайней мере, нахождение такого месторождения, где любая комиссия путем взятия повторных проб могла бы обнаружить присутствие алмазов. На пути к получению таких бесспорных результатов было бы весьма полезно производить тщательное исследование алмазов, которые будто бы происходят из некимберлитовых источников. При этом должен быть проверен состав возможных включений и с еще большей тщательностью изучены минералы, приросшие к алмазу с внешней стороны.

При оценке данных, которые получают некоторые авторы при изучении фракций раздробленных пород, надо иметь в виду, что сейчас, как никогда раньше, появилась опасность засорения проб в лабораториях обогащения, что касается не только алмазов, но и других минералов.

В то же время я не взял бы на себя смелость категорически утверждать, что в каких-либо породах кроме кимберлитов не будет сделано несомненно доказанных находок алмаза. Глубина заложения магматических очагов в некоторых случаях еще недостаточно ясна, и можно предположить вероятность сохранения отдельных кристаллов даже при сравнительно неблагоприятном режиме подъема магмы. Больше того, я считаю, что такие поиски следует продолжать, так как подобные находки были бы важны для лучшего понимания генезиса и алмазов, и горных пород. Они были бы важны и в практическом отношении, так как позволили бы выяснить возможный источник алмазов в некоторых россыпях. Но еще больше, чем на стадии составления моей сводки, я глубоко убежден, что никакие магматические породы глубинного происхождения, кроме кимберлитов, не могут стать промышленным первичным месторождением алмазов.

ЭПОПЕЯ ПОИСКА НА ПЕРВОМ ЭТАПЕ

В период Великой Отечественной войны не было возможности реализовать намеченные планы. Однако и тогда небольшие поисковые работы проводились в Норильском районе, но они не были успешными. В этот период, находясь в Иркутске, мне пришлось встречаться с М. М. Одинцовым, который также проводил исследования на Сибирской платформе и полностью поддержал идею возможности находки там алмазов. Сначала были найдены первые алмазы на платформе (В. Б. Белов), далее — первые алмазы на р. Вилюй (Г. Х. Файнштейн). Работы развертывались, и уже можно было говорить об открытии настоящих россыпных месторождений. Как уже выше отмечено, в это время высказывались отдельные гипотезы о совершенно особом типе сибирских алмазов, пытались связать их с траппами и даже со своеобразными скарновыми трубками, с месторождениями железа. Однако настоящий успех был достигнут тогда, когда обратились к старому классическому приему, распознав типичные спутники — кимберлитовые гранаты. И по гранатовой дорожке подошли (Н. Н. Сарсадских, Л. А. Попугаева) к первой якутской трубке, которой дали поэтическое название «Зарница». Как это часто бывает, после первой находки трубки открывались одна за другой. Н. В. Кинд уже осенью 1954 г. вплотную подошла к трубке Мир, первый образец с которой следующим летом был доставлен Ю. И. Хабардиным. В Далдынском районе В. Н. Щукиным была найдена трубка Удачная.

Открытие якутских алмазов взволновало западный мир. Однако в газетах прямо высказывалась уверенность, что в труднейших условиях якутского Приполярья потребуются десятки лет, прежде чем мы сможем

иметь собственную алмазодобывающую промышленность. Жизнь опровергла эти предположения. У меня в кабинете висят две панорамные фотографии, подаренные Амакинской экспедицией к моему шестидесятилетию в 1968 г. На первой — лиственничная тайга, покрывающая трубку Мир в 1955 г., на второй — огромная выработка, мощные самосвалы, и на заднем плане видны фабричные здания Мирного.

ВОЗВРАЩЕНИЕ К КИМБЕРЛИТОВОЙ ТЕМАТИКЕ

В послевоенный период, работая во Львовском государственном университете и занимаясь изучением вулканических пород Закарпатья, я не принимал непосредственного участия ни в организации, ни в проведении поисковых работ в Якутии. Лишь изредка, при личных свиданиях с А. П. Буровым, мы обменивались с ним некоторыми соображениями, и красной нитью всех этих разговоров была убежденность, что будут найдены собственные якутские кимберлиты. И сразу же после открытия кимберлитов Амакинская экспедиция обратилась ко мне с предложением организовать петрографо-минералогическую обработку материалов на месте, взяв на себя научную консультацию. Молодые в то время кандидаты наук А. П. Бобриевич и Г. И. Смирнов, не задумываясь, вместе с семьями отправились в этот далеко не легкий для жизни (особенно после благодатной Украины) район, загоревшись жаждой новой интересной работы. А в 1955 г., после длительного перерыва, я снова попал в Сибирь, в поселок Нюрба. Отсюда на маленьком самолете нас доставили на природное летное поле (берег р. Вилюй), и далее 200 км верхом на лошадях (я давно уже не садился на лошадь) по лесной тропе и болотам мы проехали к трубке Мир. Здесь еще не было ни одного дома, но уже успели пробить несколько шурфов. Затем в Нюрбе был обсужден план организации исследований. Сюда стали прибывать молодые геологи, многие из Львовского университета, и здесь, непосредственно на месте, были сделаны важные научные открытия и написаны первые три монографии по кимберлитам Якутии.

Далее в разработку этой тематики активно включились и лаборатории Института геологии и геофизики — одного из первых институтов, организованных в Сибирском отделении АН СССР. Была привлечена новейшая техника, созданная физиками (рентгеновский микроанализатор), и естественный круг (или, вернее, одно кольцо спирали) сомкнулся. Наука помогла поисковикам и разведчикам найти якутские месторождения, а изучение добываемых алмазов и их спутников открыло перед наукой новые возможности для исследования состава и процессов глубоких горизонтов мантии Земли (150—200 км). И представление советских геологов о кимберлитовых трубках, как «об окне, через которое мы можем наблюдать существующие в мантии условия», стало фигурировать не только в отечественной литературе, но и попало с соответствующей ссылкой в один из наиболее распространенных на Западе учебников петрологии.

Главная наша задача сейчас не останавливаться на достигнутом, а настойчиво работать, используя имеющиеся возможности для того, чтобы еще лучше рассмотреть земную мантию через открывшееся «окно». Именно здесь, в этой области, где зарождаются магмы, выносящие в земную кору все используемые человечеством элементы, находятся ключи к пониманию сложной проблемы генезиса и законов распределения месторождений большинства полезных ископаемых.

К ВОПРОСУ О СИБИРСКИХ КИМБЕРЛИТАХ*

(Минералогический сборник
Львовского геол. общества, 1957, № 11)

В журнале «Разведка и охрана недр» № 5 за 1955 г. напечатана статья Н. Н. Сарсадских и Л. А. Попугаевой «Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе», в которой описываются впервые найденные в СССР типичные кимберлиты. Значение этого факта трудно переоценить, и представленный материал весьма интересен. Однако уже само название статьи и определение положения найденной породы среди других пород платформы не совсем точно и приводит к определенному отрыву описываемых кимберлитов от всего предыдущего петрографического изучения платформы, причем сам факт их открытия можно представить как некоторую случайность, связанную с результатами шлиховой съемки.

Между тем известно, что кимберлиты входят в группу или, вернее, приближаясь по своему химизму к ультраосновным породам, в то же время являются несравненно более редкими и при том встречаются в совершенно иных геологических условиях, чем обычные интрузивные ультраосновные породы, будучи приурочены не к складчатым, а к платформенным областям. Они отличаются от ультраосновных пород также особой, большей частью трубообразной формой залегания, брекчиевой текстурой и обилием обломков различных, отчасти весьма характерных пород и минералов. Имеются и химико-минералогические отличия в самих породах, которые обладают определенно выраженным щелочным уклоном, приближаясь к щелочным габброидам [Соболев В. С., 1951]. Кроме того, в классической области своего распространения — Южной Африке — кимберлиты сопровождаются уже настоящими щелочными габброидами, в частности мелилитовыми базальтами, что и послужило важнейшим отправным пунктом при их поисках.

Уже при изучении трапповой формации Сибирской платформы отмечалось исключительное сходство как самих траппов, так и всей геологии платформы с соответствующей областью Южной Африки [Соболев В. С., 1936; и др.]. Когда в 1938 г. во ВСЕГЕИ по инициативе А. П. Бурова была поставлена тема «Сравнительное изучение геологических структур заграничных месторождений алмаза и сопоставление их с геологическими структурами отдельных районов СССР», которая разрабатывалась В. С. Соболевым совместно с А. П. Буровым, аналогия указанных областей вновь привлекла к себе внимание под новым углом зрения.

В 1937 г. при изучении петрографических коллекций Н. Н. Урванцева в связи с подготовкой доклада к XVII сессии Международного геологического конгресса в Москве В. С. Соболев [1937а] обнаружил и кратко описал интересную щелочную породу эффузивного облика, содержащую фенокристаллы магнезиального биотита и оливина, а в основной массе — авгит и кальциевый гранат. Эта порода резко отличалась от щелочных пород, связанных с траппами, и могла произойти либо в результате ассимиляции известняков, либо являлась представителем новой щелочной формации. Последнее предположение сближало еще больше геологию Сибирской платформы с Южной Африкой и позволило В. С. Соболеву сделать вывод о необходимости проверки указанной области с точки зрения алмазоносности в связи с возможным нахождением настоящих кимберлитов.

В 1939 г. Г. Г. Моор обнаружил в сборах сотрудников Хатангской экспедиции Арктического института ГУСМП А. А. Кордикова и П. Н. Ка-

---

* Совместно с Г. Г. Моором.

банова, проводивших в 1937—1938 гг. геологические исследования в бассейне правых притоков Хеты на севере Сибирской платформы, ряд образцов щелочных базальтоидов и габброидов, ранее неизвестных в пределах Енисейско-Ленского междуречья. Обработка этого материала, произведенная Г. Г. Моором при систематической консультации В. С. Соболева, позволила подтвердить и развить высказанную ранее последним гипотезу о наличии на севере Центральной Сибири щелочной провинции. В пределах этой провинции было установлено наличие щелочных пород интрузивного и эффузивного характера, среди которых отмечены разности, близкие к ультраосновным породам — лимбургитам и авгититам и даже приближающиеся к мелилитовым базальтам, которые особенно тесно связаны с кимберлитами Южной Африки.

Теперь уже с полной уверенностью можно было говорить о существовании здесь пород, сходных с породами, сопровождающими кимберлиты Южной Африки, и более настойчиво ставить вопрос о поисках самих кимберлитов в северной части платформы, что и было сделано авторами настоящей статьи в докладах, отчетах и отчасти в опубликованных статьях [Моор, 1940; Моор и др., 1941]. Дальнейший анализ материалов по минералогии алмазных месторождений и сопоставления позволили В. С. Соболеву еще более расширить область поисковых работ, включив в нее и район р. Вилюй. Высказанные предположения получили поддержку на специальном совещании при Госплане СССР (1941 г.), где по докладу В. С. Соболева были приняты соответствующие рекомендации.

В дальнейшем Г. Г. Моор [1941] более детально изучил упомянутую выше породу с р. Верхняя Таймыра и описал ее под названием слюдяного кимберлита; это, по мнению автора, давало еще большие основания считать северные части Центральной Сибири перспективными в отношении алмазоносности и ставить здесь целеустремленные геологические работы для поисков кимберлитов и проверки россыпей.

Против указанного определения возражали Н. Н. Сарсадских и Л. А. Попугаева [1955]. Однако, как видно из настоящей заметки, главное здесь не в названии данной породы, по поводу которого разошлись мнения и самих авторов. Несколько позже Г. Г. Моор и Ю. М. Шейнманн опубликовали описание новой ультраосновной породы — меймечита, выделенной В. К. Котульским и еще более приближающейся в химическом и минералогическом отношении к кимберлитам [Моор, Шейнманн, 1946; Шейнманн, 1947]. Однако описанные ими меймечиты не обладали такими характерными чертами кимберлитов, как трубообразная форма залегания, брекчиевая текстура, и характерными включениями пород и минералов, в частности пиропа. Не всеми признаками типичного кимберлита обладают и гипербазиты Чадобецкого поднятия в южной части Сибирской платформы, изученные Н. С. Зайцевым и В. В. Ляховичем [1955]. Таким образом, описанная в статье Н. Н. Сарсадских и Л. А. Попугаевой порода является, несомненно, первым настоящим в СССР кимберлитом не только с петрографической, но и с минералогической и геологической точек зрения, ее находка представляет исключительный интерес. Однако эта находка отнюдь не является случайной, оторванной от предыдущих исследований, а представляет собой закономерный результат комплекса геолого-поисковых работ. Такие работы были начаты еще в 1947 г. и особенно активизировались в последние годы, причем проводились с участием большого коллектива геологов; предпосылкой к постановке их послужили петрографическое изучение Сибирской платформы, проводившееся в 30—40-е гг. ЦНИГРИ (теперь ВСЕГЕИ) и Арктическим институтом (теперь НИИГА), и сопоставление геологического строения Сибирской платформы и Южной Африки.

КСЕНОЛИТ ЭКЛОГИТА С АЛМАЗАМИ*

(Доклады Академии наук СССР, т. 126, № 3)

В кимберлите трубки Мир был обнаружен весьма интересный ксенолит эклогита с большим количеством видимых алмазов, любезно переданный Р. К. Юркевичем и Л. М. Зарецким авторам для дальнейших исследований.

Порода представляет собой грубозернистый агрегат красно-оранжевого граната и темно-зеленого моноклинного пироксена, в массе которых заключены октаэдры алмаза. Совместно с алмазом наблюдаются идиоморфные кристаллы графита. Поверхность ксенолита, как обычно, сглаженная, похожая на поверхность окатанных галек. Структура породы грано бластовая. Величина зерен минералов до 5 мм, величина кристаллов алмаза иногда до 2 мм.

Главные минералы породы — гранат и моноклинный пироксен, второстепенные — алмаз и графит. Из вторичных минералов изредка встречаются чешуйки флогопита, роговая обманка и землистые продукты разрушения пироксена.

Гранат составляет более 50 % породы. Он встречается в виде идиоморфных или неправильных зерен. Показатель преломления граната равен 1,767+0,002. Константа кристаллической решетки $a_0 = 11{,}542kX$, т. е. несколько повышена даже по сравнению с чистым альмандином, что ха-

Таблица 1

Химический состав гранатов, %

Компонент	Обр. № 1	Обр. № 2	Обр. № 3	Обр. № 4	Обр. № 5
SiO_2	41,82	41,67	41,78	40,52	39,50
TiO_2	0,04	0,34	0,17	0,30	0,16
Al_2O_3	21,60	18,56	19,60	22,39	21,53
Fe_2O_3	2,05	4,41	3,62	1,73	1,05
Cr_2O_3	0,04	1,29	2,62	—	—
FeO	18,99	7,52	5,98	15,25	20,91
MnO	0,39	0,37	0,42	—	0,66
MgO	9,36	19,48	20,30	11,28	7,85
CaO	5,86	5,72	5,63	9,00	8,34
H_2O	—	0,52	0,14	—	—
Сумма . . .	100,15	99,88	100,26	100,47	100,00
N	1,767	1,736	1,743	1,762	1,773
a_0, kX	11,542	11,517	11,521	11,580	11,565

Таблица 2

Состав гранатов, %

Минерал	Обр. № 1	Обр. № 2	Обр. № 3	Обр. № 4	Обр. № 5
Пироп	38,4	69,7	72,7	42,8	30,3
Альмандин	43,6	13,8	9,1	32,6	45,2
Спессартин	1,0	0,7	0,9	—	1,4
Андрадит	5,3	10,6	7,0	4,8	3,2
Гроссуляр	11,7	—	—	19,8	19,9
Уваровит	—	4,1	7,4	—	—
Скиагит	—	2,1	2,9	—	—

* Совместно с А. П. Бобриевичем и Г. И. Смирновым.

рактерно для гранатов из кимберлитов [Бобриевич и др., 1957] и их включений в алмазах и связано с повышенным содержанием кальциевых компонентов.

В табл. 1 и 2 приведены химический состав граната в процентах в пересчете на ксенолит (анализ выполнен Э. А. Колесниковой в лаборатории Амакинской экспедиции) и состав граната в пересчете на основные компоненты (обр. № 1).

Кристаллохимическая формула граната: $(Fe^{2+}_{1,24}, Mg_{1,10}, Mn_{0,03}, Ca_{0,48})_{2,85} \cdot (Al_{1,99}, Fe^{3+}_{0,11})_{2,10} [SiO_4]_3$.

Рассчитанный показатель преломления [Skinner, 1956] равен 1,777, т. е. несколько больше измеренного, рассчитанная константа решетки — 11,545, что почти совпадает с приведенными данными.

В табл. 1 и 2 для сравнения приведены также результаты анализов с пересчетом для следующих гранатов: из включения перидотита в кимберлите трубки Чомур (обр. № 2); из включения эклогита в кимберлите трубки Мир (обр. № 3); из включения богатой плагиоклазом эклогитоподобной породы в кимберлите трубки Удачная (обр. № 4). Как видно из приведенных данных, гранат исследуемого эклогита существенно отличается от граната ультраосновных ксенолитов и связанных с ними эклогитов, которые встречаются в кимберлитах, как по соотношению магнезии и закиси железа, так и по содержанию окиси хрома. Вместе с тем он очень близок к гранату из ксенолитов эклогитоподобных пород, отличающихся от типичных эклогитов присутствием кислого плагиоклаза. С такими плагиоклазовыми эклогитами весьма сходен гранат-роговообманково-пироксено-скаполитовый гнейс из Ганы [Knorring, Kennedy, 1958], для которого мы приводим в табл. 1 и 2 состав граната (обр. № 5).

Моноклинный пироксен представлен крупными ксенобластовыми зернами размером до 3—6 мм. На контакте с гранатом пироксен обрастает каймой ярко-зеленой роговой обманки (смарагдита). В виде включений в зернах пироксена наблюдаются пластинки графита, приуроченные, по-видимому, к отдельности. $2V = +65°$, $cNg = 38—36°$, $N_g^1 = 1{,}705$, $N_p^1 = 1{,}682$. Возможно, что пониженное значение cNg связано с присутствием в пироксене жадеитового компонента.

Кристаллы алмаза исследуются и будут описаны особо*. Здесь отметим лишь, что они являются плоскогранными октаэдрами груболаминарного строения.

После описания ксенолит алмазоносного эклогита в 1899 г. [Benney, 1899] проблема связи алмазов с включениями эклогита в кимберлитах широко обсуждалась в литературе [Williams, 1932; Соболев В. С., 1951]. Однако, несмотря на тщательные поиски, обычно удавалось найти лишь отдельные сростки кристаллов алмаза с минералами эклогита, поэтому наш типичный ксенолит эклогита с большим количеством видимых алмазов заслуживает тщательного изучения.

Отдельные углубления, оставшиеся от выпавших кристаллов алмаза, наблюдались на сглаженной поверхности ксенолита, но признаков зонального распределения алмазов не отмечено, и очевидно, что они образовались в породе до ее захвата кимберлитовой магмой.

Наряду с алмазами в ксенолите присутствует графит, но пока не найдено определенных признаков, которые позволили бы однозначно определить последовательность кристаллизации этих минералов. По наблюдениям З. В. Бартошинского, в алмазах ксенолита кое-где наблюдаются следы графитизации. Однако это может быть и графит второй генерации, образовавшийся даже после попадания ксенолита в кимберлитовую магму, одновременно с чешуйками графита в алмазах кимберлита

---

* См. статью в настоящих трудах «Некоторые физические свойства алмазов из Якутского эклогита».

[Бобриевич и др., 1957], после того как при поднятии магмы (еще до образования трубок) давление опустилось несколько ниже кривой равновесия графит — алмаз.

Большой интерес вызывает вопрос происхождения самого эклогита. Установлено, что в кимберлитах Якутии имеются по крайней мере два типа включений с характерным для эклогита парагенезисом минералов — пироп-альмандинового граната с моноклинным пироксеном. Первый тип уже подробно описан в литературе [Бобриевич и др., 1957]. Это своеобразные кристаллические сланцы, в которых наряду с гранатом и моноклинным пироксеном (типичный парагенезис эклогитов, устойчивый, очевидно, лишь при высоких давлениях) обычно присутствует кислый плагиоклаз, а также скаполит, хотя имеются все переходы и к бесполевошпатовым эклогитам. Если характерной особенностью эклогита считать отсутствие плагиоклаза [Knorring, Kennedy, 1958], что, по нашему мнению, неправильно, такая порода должна быть названа гнейсом переходного к эклогитам типа, как это и сделано для упомянутой породы из Ганы. Напомним, что в Якутии были установлены [Бобриевич, Соболев В. С., 1957] ксенолиты промежуточного характера между такими «плагиоклазовыми эклогитами» и гиперстеновыми кристаллическими сланцами, типичными для архейского фундамента. В таких породах мы видим, наряду с остатками гиперстена, развитие парагенезиса граната с моноклинным пироксеном, т. е. своеобразную эклогитизацию. Это позволяет предполагать, что указанные включения захвачены из кристаллического основания, в котором среди гиперстеновых гнейсов развиваются линзы эклогитизированных кристаллических сланцев.

Другой тип эклогитовых ксенолитов, более детально изученный в последнее время, характеризуется не только отсутствием плагиоклаза, но и иным характером граната. Гранат здесь содержит гораздо меньше альмандинового компонента и богат окисью хрома. Этот гранат совершенно сходен с гранатом из перидотитовых включений кимберлитов, причем были найдены включения, в которых наблюдается переслаивание перидотитов и типичных эклогитов. Такие эклогиты неизвестны среди пород архея Сибири и принесены кимберлитовой магмой, очевидно, с больших глубин, вероятно, из тех участков земной коры, где эта магма образовалась.

Описанный эклогит с алмазами по гранату подобен эклогитовым породам первого типа и эклогитам метаморфических комплексов вообще и резко отличен от эклогитов второго типа. По железистости фемических минералов он, по существу, не относится к типу включений, родственных кимберлитам.

Присутствие в ксенолите эклогита алмазов заставляет предполагать, что, несмотря на указанное сходство, данная порода образовалась при более высоких давлениях, чем те, которые достигаются (до 20 000 атм) при обычном метаморфизме, и принесена магмой также с больших глубин, хотя и с более высокого уровня, чем гранатовые перидотиты. Однако этот вывод требует проверки, в частности, путем всестороннего изучения пород эклогитовой фации.

Захват кимберлитовой магмой ксенолитов алмазоносных эклогитов отнюдь не дает права говорить о том, что все алмазы в кимберлитах являются ксеногенными. Кристаллизация алмазов в кимберлитовой магме или, во всяком случае, генетическая связь с этой магмой сейчас несомненна, причем одним из доказательств этого являются включения в алмазах идиоморфных кристаллов оливина [Бобриевич и др., 1957].

КИМБЕРЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ*

(Петрография Восточной Сибири, 1962, т. 1)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ**

Особенности геологического строения алмазоносной области Западной Якутии и, в частности, размещения в ее пределах коренных и россыпных месторождений алмаза тесно связаны с геологическим строением и геологической историей Сибирской платформы в целом. Сибирская платформа занимает почти все Енисейско-Ленское междуречье [Спижарский, 1958]. В настоящее время границы платформы устанавливаются достаточно хорошо по крупным разломам или серии разломов, отделяющих ее от окружающих складчатых областей различного возраста (рис. 1). На востоке платформа доходит до Верхоянской складчатой области, на юге она окаймляется Саяно-Байкальским складчатым сооружением и системой горных возвышенностей Станового хребта, на западе — Енисейским кряжем (который некоторыми исследователями включается в состав платформы) и, наконец, с севера — Таймырской складчатой областью.

Известные в настоящее время проявления кимберлитового магматизма тяготеют к восточной окраине Сибирской платформы. Эта область имеет меньшую площадь, границами ее являются: на востоке — внутренний край внешней зоны Приверхоянского передового прогиба, на юге — границы развития кембрия на склоне Алданского щита, на западе — восточная граница Тунгусской синеклизы. На севере граница этой области ранее определялась южным бортом Хатангской депрессии и Лено-Анабарским прогибом, однако в настоящее время, благодаря открытию кимберлитов севернее Анабарского массива, она должна быть отодвинута до Ледовитого океана.

В строении Сибирской платформы принято различать три структурных этажа: 1) складчатый кристаллический фундамент, сложенный метаморфическими породами архейского возраста, 2) несогласно залегающий на его поверхности комплекс эпиконтинентальных морских осадков нижне- и среднепалеозойского возраста и 3) комплекс главным образом континентальных (в том числе и вулканогенных) отложений триаса, юры, мела и кайнозоя, слагающих верхний этаж платформы. Наиболее древними структурными элементами платформы являются архейские антеклизы (глыбы) — Анабарская на севере и Алданская на юго-востоке. Самостоятельной крупной структурой к северо-востоку от Анабарского массива является так называемое Оленекское поднятие.

К структурам нижнепалеозойского возраста относятся склон Алданского щита и выделенная в последнее время Оленекская синеклиза [Атласов, 1958], располагающаяся на восточном склоне Анабарского массива. Одной из важнейших внутриплатформенных структур является Тунгусская синеклиза верхнепалеозойского возраста, занимающая северо-западную часть платформы. Важнейшими из мезозойских структур являются Вилюйская синеклиза и два внутриплатформенных прогиба — Ангаро-Вилюйский в центральной части платформы и Лено-Хатангский на северной ее окраине.

История тектонического развития Сибирской платформы весьма сложная. Ее структуры формировались в разное время. Одни из них в

---

* Совместно с А. П. Бобриевичем.

** В очерке учтены только работы, опубликованные до 1959 г.

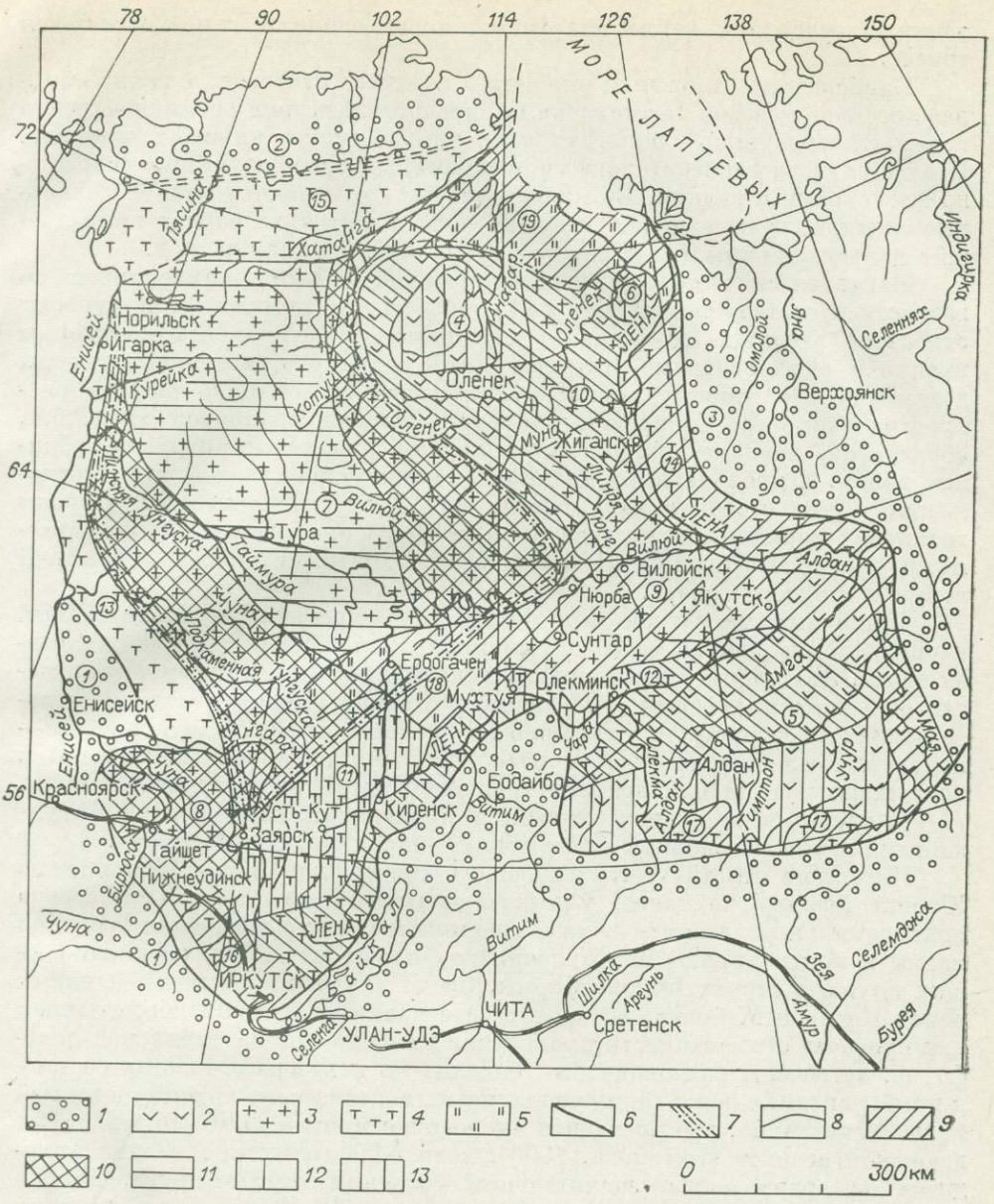


Рис. 1. Схема тектонического районирования Сибирской платформы (по Т. Н. Спижарскому).

1 — обрамляющие платформу складчатые области (1 — Саяно-Байкальская, 2 — Таймырская, 3 — Верхоянская); *2* — антеклизы (4 — Анабарская, 5 — Алданская, 6 — Оленекское поднятие); *3* — синеклизы (7 — Тунгусская, 8 — Тасеевская, 9 — Вилюйская, 10 — Оленекская); *4* — передовые и предгорные прогибы (11 — Ангаро-Ленский, 12 — Березово-Черендейский, 13 — Приенисейский, 14 — Приверхоянский, 15 — Пригаймырский, 16 — Присаянский, 17 — Пристановой); *5* — внутриплатформенные прогибы (18 — Ангаро-Вилюйский, 19 — Лено-Хатангский); *6* — главнейшие разрезы и границы платформы; *7* — краевые зоны разломов Тунгусской синеклизы; *8* — границы тектонических структур; *9* — области накопления осадков верхнего мезозоя (юра — мел); *10* — область массового развития интрузий траппов в поводах ордовика, силура и перми; *11* — область преимущественного развития отложений триаса (континентальные осадки, туфовая и лавовая толщи); *12* — области преимущественного развития осадков нижнего палеозоя; *13* — области выхода на поверхность пород кристаллического фундамента платформы (архей, протерозой).

значительной своей части сохранились до кайнозоя, другие были переработаны и уничтожены более молодыми движениями. В процессе развития Сибирской платформы огромную роль сыграли расколы в складчатом архейском фундаменте, которые возникали начиная с нижнего палеозоя. Особенно интенсивно образование расколов и связанных с ними зон дроб-

52 09

ления в осадочном чехле платформы происходило в перми и нижнем триасе.

Карбонатные отложения нижнего и верхнего палеозоя, а также комплекс осадков мезозоя залегают на Сибирской платформе преимущественно горизонтально, лишь с пологими наклонами к центру крупных синеклиз. В ряде случаев горизонтальное или пологонаклонное залегание осложнено флексурами и валами. Во многих участках отмечаются мелкие локальные складки, реже купола. Основная роль в тектонике района принадлежит дизъюнктивным нарушениям — разломам, сбросам и т. д.

Магматические породы рассматриваемой области кимберлитов по возрасту и составу могут быть разделены на три комплекса. К первому относятся входящие в состав кристаллического фундамента платформы кислые и реже основные, а также очень редко ультраосновные породы докембрия. Ко второму комплексу относятся чрезвычайно широко распространенные на Сибирской платформе породы трапповой формации, образующие лавовые покровы, многоярусные пластовые интрузии, крупные дайки. С проявлениями траппового магматизма связаны также отложения туфов, особенно характерных для Тунгусской впадины. Породы трапповой формации тесно связаны в своем распространении с прорываемыми ими платформенными комплексами континентальных отложений перми и нижнего триаса.

Трапповый магматизм был растянут во времени на значительный период, причем эпохой массового излияния и внедрения диабазов является триас. Этот период характеризовался резкими изменениями тектонического режима платформы, вызвавшими, с одной стороны, заложение мезозойских предгорных и внутриплатформенных прогибов, а с другой — появление ослабленных зон и расколов в земной коре. Эти расколы и послужили путями для подъема трапповой магмы к поверхности земли.

К третьему комплексу относятся проявления кимберлитового вулканизма и ультраосновных (и щелочных) пород Котуя и Меймечи.

Интересно отметить, что кимберлитовые трубки Сибири (аналогично Южной Африке), а также ультраосновные и щелочные породы севера платформы располагаются вблизи границы массового внедрения основной магмы и контролируют направления глубинных разломов, ограничивающих крупные структуры платформы. Среди ультраосновных и щелочных пород Котуя и Меймечи, которые в свое время послужили обоснованием для прогноза о возможности проявления кимберлитов на Сибирской платформе, встречены разновидности, близкие по петрографическому составу к кимберлитам, однако занимающие иные геологические позиции в земной коре. Характерно, что последние аналогично многим кимберлитам имеют доюрский возраст [Бутакова, 1956], хотя области их проявления находятся на сравнительно значительном удалении друг от друга. Можно предполагать, что они генетически связаны и проявились одновременно в сравнительно короткий промежуток времени, по-видимому, в триасе.

Кимберлитовые поля тяготеют к определенным структурным зонам платформы. Так, например, группа кимберлитовых трубок в юго-восточной части алмазоносной области расположена на стыке Тунгусской и Вилюйской синеклиз с Ангаро-Вилюйским внутриплатформенным прогибом, у границы распространения пород нижнего палеозоя, интрудированных траппами, и приурочена к Вилюйско-Жиганской зоне глубинных разломов.

Кимберлитовые трубки в центральной части алмазоносной области группируются у границы Тунгусской синеклизы с южным склоном Анабарского массива, располагаясь в поле развития нижнепалеозойских пород, в зоне распространения линейных трапповых даек. Трубки в северной части области развиты в зоне сопряжения Анабарского массива и Оленекского поднятия, группируясь в общем в северо-восточном направлении. Трубки Мунского кимберлитового поля связаны с окончанием глубинного разлома северо-восточного борта Оленекского прогиба. Труб-

ки Оленекского кимберлитового поля приурочены к ряду разломов в пределах фундамента Оленекского прогиба северо-восточного простирания. Большинство кимберлитовых трубок, имеющих, как правило, удлиненную форму, а также многочисленные кимберлитовые дайки ориентированы здесь в северо-восточном направлении. И наконец, кимберлитовые трубки и дайки на юге алмазоносной провинции, располагаясь на северном склоне Алданского щита, находятся в зоне сопряжения Алданского щита с Вилюйской синеклизой.

ГЕОЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Коренные месторождения алмазов Западной Якутии — кимберлитовые трубки — известны сейчас на весьма обширной территории, в бассейнах рек Мал. Ботуобия, Далдын, Алакит, в верхнем течении Муны, в среднем и нижнем течении Оленека, а также севернее Анабары. В последнее время открыты трубки в бассейне верхнего течения Алдана. Общее количество открытых в настоящее время трубок более 100, причем в бассейне Оленека наряду с трубками обнаружены также дайки кимберлитов (см. рис. 1).

По составу кимберлиты являются ультраосновными породами, с уклоном в сторону щелочных габброидов, и образуют типичные трубки, т. е. вертикально или субвертикально залегающие в земной коре тела, с горизонтальным сечением от 20×30 до 1000×340 м. Трубки выполнены брекчиевидной породой, состоящей из обломков как самого кимберлита, так и других разнообразных пород и минералов. Особую роль среди этих обломков, как и в кимберлитах Африки, играет гранат, приближающийся по составу к пиропу и являющийся характерным поисковым минералом при шлиховом опробовании [Соболев В. С., 1951; Сарсадских, Попугаева, 1955; Бобриевич и др., 1958].

Материал, выполняющий трубки, представляет в разных вариантах брекчии от мелко- до крупнообломочных разностей, преимущественно серого и зеленого цвета разных тонов, иногда зелено-черного и в редких случаях до черного. Среди них намечается пять главных типов, довольно четко различающихся между собой, главным образом по структуре, текстуре и внешнему облику, а также отчасти по минералогическому составу. Однако между этими типами кимберлитов наблюдаются постепенные взаимопереходы.

I. Тип кимберлита трубки Мир отвечает своеобразным туфам кристаллокластического строения. Однородность строения породы сохраняется на большую глубину. Минералогически кимберлит характеризуется большим содержанием гранат — пиропа, превосходящим все известные кимберлиты на Сибирской платформе, в то время как ильменит находится в подчиненном положении, а хромдиопсид и перовскит встречаются спорадически.

II. Тип грубообломочной кимберлитовой брекчии наиболее хорошо представлен в трубке Зарница, где содержание крупнообломочного материала составляет 80—90 %. В среднем кимберлит подобного типа содержит посторонних (иногда родственных) включений около 50—60 %. Порода богата ильменитом с подчиненным содержанием пиропа (в отличие от первого типа).

К такому типу кимберлита принадлежат породы, выполняющие большое количество трубок Далдыно-Алакитского, Мунского и Оленекского кимберлитовых полей. Так, в частности, в Далдыно-Алакитском кимберлитовом поле к этому типу относятся: левобережные трубки р. Далдын — Невидимка, Малютка, Соседняя, Осенняя, ряд трубок правобережья Далдана — Ленинградская, Молодежная, Геофизическая, Удачная, Западная и др., алакитские трубки — НИИГА-1, Маршрутная, Искорка, Снежная и др. Из мунских трубок — Заполярная, а из группы оленекских трубок — Чомур, Надежная и др.

III. Тип кимберлита трубки Удачная Восточная характеризуется своеобразным базальтовым обликом и присутствием большого количества свежего оливина, не характерного для большинства трубок Далдыно-Алакитского района. К этому типу можно отнести кимберлиты трубки Дальней, а также трубок Оленекского района — Русловой, Обнаженной, Музы и др.

Перечисленные типы кимберлитов относятся к разностям, бедным слюдой, и характеризуют крайнюю базальтовую разновидность кимберкитов [Wagner, 1909], широко распространенную в Южной Африке.

IV. Наряду с охарактеризованными кимберлитами выделяется редкий, так называемый лампрофировый тип кимберлита, богатый слюдой. Этим типом пород характеризуется трубка Загадочная. Типичные кимберлиты лампрофирового облика обычно выполняют трещины (жилы) в Южной Африке [Wagner, 1909], подобно дайке Лайон-Хилл.

V. Тип кимберлитов р. Муна (трубки Новинка и Комсомольская) выделяется по появлению значительного количества апатита и перовскита при наличии флогопита в основной массе пород, однако не настолько обильного, чтобы отнести их к слюдистым разновидностям. Эти кимберлиты занимают промежуточное положение между типичными слюдистыми кимберлитами и базальтовой разновидностью кимберлитов.

В Южной Африке аналогичные кимберлиты представлены в трубках Франк Смит и Ньюлендс. Отличительной чертой их является повышенное содержание в основной массе апатита и перовскита при наличии флогопита. Вагнер [Williams, 1932] относит их к самостоятельному типу, занимающему промежуточное положение между слюдистым кимберлитом (дайка Лайон-Хилл) и базальтовым кимберлитом типа Кимберли.

Обычно кимберлитовые трубки располагаются компактными группами в пределах одного района, образуя своего рода кимберлитовые поля. Ниже дается описание по возможности всех известных в настоящее время кимберлитовых трубок из отмеченных выше кимберлитовых полей с краткой геологической характеристикой последних.

Кимберлитовая алмазоносная трубка Мир расположена в Мало-Ботуобинском районе, в долине р. Иирэлээх. Самыми древними породами, развитыми в районе месторождения, являются отложения усть-кутского яруса (нижний ордовик), представленные в основном карбонатными породами с прослоями мергеля и мергелистых известняков. Эти отложения непосредственно примыкают к кимберлитовой трубке и слагают оба борта р. Иирэлээх. Усть-кутские слои залегают почти горизонтально, осложняясь местами мелкой брахискладчатостью. К востоку и юго-востоку от месторождения выходят на дневную поверхность отложения нижнеюрского возраста, содержащие алмазы.

Кимберлитовая трубка представляет собой вертикально уходящее на глубину трубообразное тело, имеющее в плане форму неправильного овала, вытянутого по длинной оси в северо-западном направлении. Как и большинство классических кимберлитовых труб Южной Африки (Кимберли, Де-Бирс и др. [Соболев В. С., 1951]), с глубиной трубка Мир постепенно сужается. В разрезе она имеет воронкообразную форму с падением стенок от близкого к вертикальному с северо-восточной стороны до сравнительно наклонного с северо-западной, с углами падения до 60—70°.

Материал, выполняющий трубку, представляет собой типичный туф, сцементированный серпентин-карбонатным материалом. Основную массу обломочного материала составляют ксенолиты осадочного происхождения, захваченные преимущественно из вмещающих пород; нередки обломки траппов. Ксенолиты метаморфических пород архея полностью отсутствуют, а эклогиты и ультраосновные включения сравнительно редки. Величина обломков посторонних пород варьирует от долей сантиметра до 10—30 см в поперечнике.

По структурно-текстурным признакам среди основной массы породы трубки, представленной туфами мелкообломочного строения (кристаллокластическими), выделяются участки грубообломочного туфа — типа кимберлитовых брекчий, широко распространенных на Далдыне. Осадочные породы в контакте с кимберлитом претерпели изменения главным образом механического характера, выразившиеся в появлении ореола тектонических брекчий во вмещающих известняках. Впоследствии ослабленные зоны дробления послужили прекрасными путями проникновения гидротермальных растворов, которые способствовали интенсивному изменению вблизи контакта как вмещающих пород, так и самого кимберлита. Известковистые доломиты в контакте с кимберлитом заметно ороговикованы и уплотнены, а мергелистые известняки превращены в вязкие мергелистые глины.

Приконтактовые зоны трубки в значительной степени карбонатизированы и осветлены. С удалением от контакта и особенно с глубиной карбонатизация постепенно уступает место серпентинизации: кимберлиты заметно уплотняются и принимают облик темной, ультраосновной породы. В близком соседстве с трубкой Мир в последнее время открыта трубка Спутник, аналогичного состава и строения.

В отличие от Мало-Ботуобинского района, имеющего пока две теперь хорошо изученные трубки — Мир и Спутник, в Далдыно-Алакитском кимберлитовом поле известно около 30 кимберлитовых трубок, располагающихся двумя обособленными группами — в бассейне р. Далдын и в бассейне р. Алакит.

Геологическое строение района весьма простое и характеризуется распространением на всей площади нижнепалеозойских карбонатных отложений (нижний ордовик), залегающих практически горизонтально, иногда осложненных брахискладчатостью и небольшими тектоническими нарушениями (типа Далдынской флексуры). В районе отмечены проявления траппов в виде пластовых интрузий и даек.

Кимберлитовые трубки занимают разнообразное положение в рельефе. Они встречаются на водоразделах (Полярная, Зарница), на склонах (Удачная, Ленинградская и др.) и в руслах водотоков (Невидимка). Форма и размер трубок самые разнообразные [Бобриевич и др., 1957]. Бóльшая часть их имеет размер по длинной оси от 100 до 200 м; выделяются такие крупные трубки, как Зарница и Удачная, площадь которых достигает 30 га, в то время как самые мелкие едва имеют 0,1 га (Малютка).

Кимберлитовые трубки в бассейне р. Далдын, в свою очередь, образуют две обособленные группы. Первая группа расположена на левобережье и включает следующие трубки в радиусе 3—5 км: Зарница, Невидимка, Осенняя, Соседняя, Малютка, Буковинская, Дайковая, Фестивальная. В 8 км к западу от основного ядра трубок левобережья расположена еще одна трубка — Полярная. Вторая группа тяготеет к водоразделу р. Далдын и руч. Эйм-Юрэх. В отличие от кучно расположенных трубок левобережья, трубки правобережья характеризуются преимущественно линейным расположением. Так, трубки Молодежная, Ленинградская, Геофизическая и Долгожданная, отстоящие друг от друга на расстоянии 0,5—2,0 км, находятся на одной линии восток-северо-восточного простирания.

Если продолжить линию, соединяющую трубки Малютка и Соседняя, то окажется, что на нее ложатся трубки Полярная и Удачная, удаленные соответственно на расстояние 4 и 12 км от трубки Соседняя. Открытие в 1957 г. трубки Фестивальная, расположенной в 2 км к востоку от трубки Полярная по направлению к трубке Соседняя, указывает, что все пять трубок (Малютка, Дайковая, Соседняя, Фестивальная и Полярная) приурочены к одной субширотной трещине. В 5 км к западу от трубки Удачная расположена трубка Сибирская, также лежащая на протяжении трещины субширотного простирания. Таким образом, явно намечается приуроченность кимберлитовых трубок к определенным структурным линиям почти широтного простирания, расположенным под

углом к региональной трещиноватости нижнепалеозойской толщи, имеющей северо-восточное и северо-западное простирание.

Материал, выполняющий трубки, представляет в разных вариантах кимберлитовые брекчии от мелко- до грубообломочных, преимущественно светло-серого цвета, иногда зелено-черного, зависящего от степени разрушенности пород и количественного соотношения в них карбоната и серпентина.

Наиболее распространенная разновидность кимберлита в данном районе отвечает типичным грубообломочным кимберлитовым брекчиям типа трубки Зарница. Темные базальтоидные кимберлиты со свежим оливином, характерные для трубок Удачная, Восточная и Дальняя, распространены мало, а разновидность порфирового кимберлита встречена пока только в трубке Полярная и слагает отдельные участки в трубках Геофизическая, Дальняя, Аэромагнитная. Весьма редкий тип кимберлита, богатого слюдой, встречен пока в трубке Загадочная.

Кимберлиты обнаруживают иногда хорошо выраженную отдельность, наблюдаемую в трубках Зарница, Удачная, Сытыканская. Наиболее распространена призматически-столбчатая отдельность, реже эллипсоидальная и шаровая.

Наряду с отдельностью широко распространена трещиноватость разного направления, связанная, по-видимому, с внутренними напряжениями в кимберлитах как в процессе формирования трубок, так и при последующих серпентинизации и расширении объема.

Характер воздействия кимберлитов на вмещающие породы выражается главным образом в нарушении первоначального горизонтального залегания прорванных отложений, при этом наблюдаются явления приподнятости или опускания слоев (Зарница и др.). В непосредственной близости от контакта вмещающие породы претерпевают явно выраженную брекчированность тектонического характера, иногда с явлениями истирания. Зона дробления и брекчирования, по существу, представляет собой участок тектонического воздействия на вмещающие породы в процессе образования трубок, а впоследствии в результате общей серпентинизации пород и связанным с ней увеличением объема пород трубки. Последнее проявилось в кимберлитах в наличии многочисленных отполированных плоскостей скольжения («зеркал скольжения»), образовавшихся в результате внутренних подвижек в теле трубки. Повсеместная и значительная пропитанность кимберлитов карбонатами в значительной степени обязана именно этим явлениям, при которых образуются многочисленные трещины, являющиеся своеобразными путями для восходящих растворов.

Мунское кимберлитовое поле охватывает территорию бассейна верхнего и среднего течения Муны и насчитывает девять кимберлитовых трубок. Трубки Новинка, Комсомольская, Магнитная и Легкая расположены в среднем течении правого притока р. Пуны — р. Улаах-Муны, на площади 1,5 км². Все эти трубки несколько вытянуты в северо-западном направлении и, по-видимому, приурочены к единой ослабленной зоне того же простирания. Трубки Заполярная и Поисковая удалены от основной группы до 5 км. Геологическое строение района распространения трубок исключительно простое: вся территория сложена в основном карбонатными отложениями среднего и верхнего кембрия, нижнего ордовика и глинисто-галечно-суглинистыми отложениями эйкской свиты. В последнее время здесь было установлено наличие железистых конгломератов неопределенного пока возраста. Изверженные породы, кроме кимберлитов, представлены траппами в виде даек.

Кимберлитовые трубки сложены типичными эруптивными брекчиями, причем среди них выделяются разновидности базальтового облика со свежим оливином (Комсомольская, Зимняя, Магнитная). По своему составу кимберлиты трубок Новинка и Комсомольская могут быть выделены в особый тип пород, богатых апатитом и перовскитом при наличии флогопита, о чем уже говорилось выше.

Вмещающие карбонатные породы кембрия на контакте с кимберлитами несут следы как механических воздействий, так и гидротермальных изменений.

Механическое воздействие на боковые породы проявилось в изгибе пластов последних и в образовании приконтактовой трещинной зоны. В зоне непосредственного контакта с кимберлитами известняки заметно уплотнены и по многочисленным трещинам пропитаны кальцитом, магнетитом, пиритом и иногда целестином.

Оленекское кимберлитовое поле расположено за Полярным кругом, что в значительной степени и определяет его физико-географический облик. Аналогично предыдущему району здесь также на всей территории развиты карбонатные отложения среднего и верхнего кембрия, прорванные многочисленными кимберлитовыми трубками и дайками. В настоящее время в Оленекском кимберлитовом поле известны более 40 кимберлитовых трубок и многочисленные дайки.

Кимберлитовые трубки в плане имеют овальный или эллипсоидальный контур, размеры их в среднем 100×250 м, мощность даек от 0,4 до 2 м и более. По магнитометрическим данным залегание трубок близко к вертикальному с падением на восток и юг. Они располагаются поодиночке и группами, образуя ряды широтного или северо-восточного простирания.

Среди кимберлитов Оленекского кимберлитового поля выделяются как брекчиевидные разновидности (Ленинград, Чомур и др.), так и базальтоидные, черного цвета, с большим содержанием свежего оливина (Русловая, Обнаженная). Отличительной чертой оленекских кимберлитов является высокое содеражние в них ультраосновных включений с гранатом — пиропом: перидотитов, пироксенитов, горнблендитов, оливиновых пород (дунитов и оливинитов), а также различных бесполевошпатовых эклогитов. Следует отметить, что величина отдельных кристаллов бронзита в пироксенитах достигает иногда 10 см, а сами породы отличаются исключительной свежестью.

Наряду с дайками, выполненными порфировым кимберлитом, отмечаются дайки с явно брекчиевидным строением, почти ничем не отличимые от соответствующих образований в трубках. На примере Южной Африки известно, что трубки на значительных глубинах переходят в дайки. Это представляет не только теоретический, но и большой практический интерес — на предмет определения глубины эрозионного среза трубок в бассейне Оленека, где одновременно с трубками выявлены и дайки. При дальнейшем изучении, вероятно, удастся решить вопрос о связи трубок с дайками, однако уже сейчас можно предполагать, что некоторые брекчиевидные дайки являются корнями глубоко эродированных трубок. Интересно отметить такой факт, как одинаковые пространственная ориентировка длинных осей трубок и простирание даек, имеющих преимущественно северо-восточное и широтное направление. Эта закономерность в пространственном расположении кимберлитовых тел сравнительно хорошо выдерживается в пределах Омонос-Укутитского района.

В 1957 г. на территории северо-западного склона Алданского щита была впервые открыта в этом районе кимберлитовая дайка Алданская. Дайка расположена в верхнем течении р. Чомполоо, крупного левого притока р. Алдан. По предварительным данным размеры около 400×20 м.

Элювий кимберлитов представлен зеленовато-серым материалом, перемешанным со щебенкой известняков и песчаников, сползших по склону. Внешне обломки кимберлита ничем не отличаются от широко распространенной брекчиевидной разновидности. В их составе большую роль играют известняки, кварциты, песчаники. Нередки зерна малиновых пиропов, хромдиопсида, флогопита. Встречены округло-овальные обломки метаморфических пород — гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов и др. Поскольку район сложен в основном известняками кемб-

рия, то отмеченные находки метаморфических пород захвачены, безусловно, кимберлитом из архейского фундамента Алданского щита.

Из анализа имеющихся в настоящее время данных по алмазоносности кимберлитов, согласно исследованиям М. А. Гневушева и А. Г. Дьякова, можно сделать вывод, что алмазы в трубках Западной Якутии распределены в массе выполняющей их кимберлитовой брекчии относительно весьма равномерно как по средней величине, так и по количеству (степени насыщенности кимберлита алмазами), а соответственно и по весовому содержанию. Столь равномерное распределение алмазов в теле месторождения, весьма редко встречающееся в месторождениях других полезных ископаемых, представляет собой весьма ценное свойство как для разведки, так и для промышленной эксплуатации.

Возраст сибирских кимберлитов в настоящее время не может считаться окончательно установленным. Наличие многочисленных ксенолитов траппов во многих трубках показывает, что внедрение кимберлитов произошло после образования основной массы траппов, т. е. уже в верхнепермское или триасовое время. Первые находки алмазов в отложениях морской юры в Тюнгском районе и открытие богатых россыпей алмазов в основании нижней континентальной толщи пород в Мало-Ботуобинском районе дают основание считать возраст кимберлитов во всяком случае доюрским. Наблюдались случаи перекрытия кимберлитовой трубки Сытыканская и внедрения дайки диабаза в кимберлитовую трубку Ленинградская, причем непосредственно на трубке Сытыканская, под траппом, залегают осадочные образования предположительно пермского возраста. Таким образом, проявление кимберлитового вулканизма здесь следует отнести к промежуточному времени от верхней перми до нижней юры. Однако окончательный вывод может быть сделан только после умножения и систематизации фактов, причем одной из актуальных задач является детальное исследование стратиграфии и палеогеографии юрского периода.

ПЕТРОГРАФИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Материал, выполняющий кимберлитовые трубки, представляет собой обычные брекчии от мелко- до крупнообломочных разностей преимущественно серо-голубого и зеленого цвета разных тонов, иногда зеленочерного и в редких случаях черного. В составе этих брекчий, наряду с самим кимберлитом — ультраосновной породой эффузивного облика,— принимают участие разнообразные включения изверженных, метаморфических и осадочных пород. Кроме обломков пород в кимберлитах всегда в переменных количествах присутствуют как минералы собственно кимберлитов — оливин, гранат — пикроильменит, моноклинный пироксен, флогопит, перовскит, апатит, монтичеллит и алмаз, так и разнообразные минералы из родственных и чуждых кимберлитам включений пород, а также минералы вторичных процессов. Особую роль среди этих минералов, как и в кимберлитах Африки [Соболев В. С., 1951], играет гранат, приближающийся по составу к пиропу и являющийся характерным поисковым минералом. Петрографо-минералогическое изучение кимберлитов затрудняется, во-первых, сильной измененностью пород в результате эндо- и экзогенных процессов и присутствием посторонних минералов, которые часто трудно отделить от компонентов самого кимберлита.

Несмотря на внешнее разнообразие кимберлитов, среди них более или менее определенно выделяются пять структурных разновидностей, хотя обычно и наблюдаются между ними взаимопереходы: кимберлитовые туфы, кимберлитовые брекчии, кимберлиты базальтового облика, кимберлиты слюдяные и переходного типа (между базальтовой и лампрофировой разновидностями).



Рис. 2. Кимберлит. Кристаллокластическая структура. Псевдоморфозы серпентина по зернам оливина пропитаны пылевидным магнетитом. В промежутках между псевдоморфозами развиваются серпентин и карбонат связующей массы. Ув. 25, без анализатора.

Кимберлитовые туфы наиболее хорошо представлены в трубке Мир. Они обладают мелко- и среднезернистым строением (кристаллокластическим), свойственным типичным пирокластическим образованиям (рис. 2). В составе туфов доминируют обломки серпентинизированных (частично или полностью) зерен оливина (от 50—60 до 70—80 %); присутствуют зерна пиропа, диопсида и хромдиопсида, ильменита, магнетита и флогопита. Как оливин, так и флогопит в верхних горизонтах трубки полностью изменены вторичными процессами: первый — в серпентин, второй — в хлорит. С глубиной роль неизмененных оливина и флогопита заметно возрастает. Величина обломков зерен минералов варьирует от долей миллиметра до 1—2 см. Форма крупных псевдоморфоз серпентина по оливину обычно округло-овальная, что отражает явление резорбции в магматическую стадию; мелкие псевдоморфозы серпентина обычно идиоморфные.

Аналогичные признаки магматической резорбции несут зерна граната — пиропа и ильменита. Гранат окружен келифитовой каймой, в составе которой принимают участие тонковолокнистый амфибол, хлорит, флогопит, магнетит, а также неопределимые продукты изменения.

Такие минералы, как шпинель, моноклинные пироксены, роговая обманка, циркон, апатит, полевые шпаты и кварц, встречаются в микроскопических обломках и происходят, по-видимому, из раздробленных ксенолитов прорванных отложений. Кроме обломков минералов в составе туфа присутствуют также обломки пород — магматического кимберлита, пиропсодержащих ультраосновных глубинных пород (оливинитов, перидотитов, пироксенитов, змеевиков и др.), эклогитов, траппов, известняков и редкие обломки кристаллических сланцев из архея фундамента. Наиболее распространены известняки и траппы, остальные разновидности пород встречаются спорадически. Обломочный материал распределен в туфе более или менее равномерно, однако иногда отмечаются шлироподобные сегрегации обломков траппов, известняков или змеевиков. Величина обломков пород варьирует в широком интервале — от долей миллиметра до 10—20 см и редко до нескольких метров («плавающие рифы» известняков).



Рис. 3. Кимберлит брекчиевидный. Структура литокристаллокластическая. Видны обломки магматических кимберлитов, известняка, сланцев и многочисленных псевдоморфоз серпентина по зернам оливина, сцементированных серпентин-карбонатным веществом (трубка Зарница). Ув. 25, без анализатора.

Цементирующая (связующая) масса кимберлитового туфа представлена тонкозернистым серпентин-карбонатным материалом. В массе серпентина и карбоната рассеяны тонкозернистый магнетит, бурые окислы железа, хлорит и мелкие осколки псевдоморфоз серпентина по оливину, граната, флогопита, ильменита. Интересно отметить, что с глубиной соотношение серпентина и карбоната изменяется в направлении увеличения роли серпентина и соответственно уменьшения карбоната. Однако это явление не исключает полностью присутствия последнего в кимберлите на глубине, и, действительно, он наблюдается даже на самых глубоких горизонтах трубки, достигнутых в настоящее время.

В Далдыно-Алакитском, Оленекском и реже Мунском районах распространены грубообломочные кимберлитовые брекчии, наиболее ярко представленные в трубке Зарница. Этот тип кимберлитов охватывает большинство трубок северных районов Сибирской платформы, особенно Далдыно-Алакитского бассейна.

Кимберлит, выполняющий трубку Зарница, представляет типичную брекчию (эруптивную), состоящую из обломков преимущественно пород и в меньшей степени минералов (80—90 %), и всего лишь 10—20 % приходится на связующую массу карбонат-серпентинового состава (рис. 3). Такие трубки, как Осенняя, Невидимка, Ленинградская, Долгожданная, Геофизическая, Неожиданная и др. (Далдыно-Алакитский бассейн), а также Легкая, Заполярная (Мунский бассейн) и Чомур, Надежная, Ленинград и др. (Оленекский бассейн) содержат обломочного материала от 50 до 90 %, и в составе обломков преобладают посторонние породы. Отдельные трубки этого типа отличаются несколько пониженным содержанием обломков осадочных пород и увеличением роли ксенокристаллов серпентинизированного оливина, приближающих эти разновидности к кристаллокластическим туфам (трубки Соседняя, Молодежная, Надежная, Ильменитовая и слюдистая разновидность в трубке Чомур). В некоторых трубках заметно возрастает содержание включений магматических кимберлитов, имеющих шаровидную форму, благодаря чему породы принимают облик конгломерата (Зарница, Малютка, Легкая, Чомур

и др.). Обломки пород кристаллического фундамента наиболее часто встречаются в трубках Зарница и Удачная Западная и в переменных количествах отмечаются во всех трубках. Однако характер ксенолитов неодинаков в различных трубках, о чем подробно будет идти речь в главе о включениях в кимберлитах.

Наряду с обломками пород разного происхождения встречаются обломки зерен минералов — граната, хромдиопсида, оливина (преимущественно полностью серпентинизированного), ильменита, магнетита, флогопита, хромита, пироксенов, амфиболов, хлоритов, полевых шпатов и др. Содержание их в различных трубках весьма непостоянно и варьирует от единичных зерен до заметных количеств. Цвет кимберлитов разнообразный, главным образом серого и серо-зеленого тона, и зависит от соотношения в породе серпентина и карбоната. Преобладают светло-серые, иногда с голубоватым оттенком, кимберлиты (Зарница). Менее разрушенные разности приобретают темные тона (Чомур, Новинка и др.).

Структура пород обломочная, преимущественно литокластическая, постепенно переходящая в кристаллолитокластическую и реже собственно кристаллокластическую (слюдистая разновидность в трубках Чомур и Соседняя).

В обломках присутствуют известняки, хлорит-серпентин-карбонатные сланцы, магматические кимберлиты, кристаллические сланцы, магматические ультраосновные и основные породы и ксеноморфные выделения аморфного серпентина.

Из минералов-спутников алмаза в кимберлитовых брекчиях наиболее обилен ильменит, реже встречается пироп, а хромдиопсид встречается спорадически. Флогопит присутствует в большинстве трубок, однако в незначительных количествах, благодаря чему описываемые разновидности относятся к типу кимберлита, бедного слюдой (тип Кимберлея в Южной Африке).

Повсеместно в большом количестве отмечаются псевдоморфозы серпентина по оливину в различных количественных соотношениях в разных трубках. Неизмененный оливин и реликты его были встречены в кимберлитах Зарницы, Чомура, НИИГА-1, Маршрутной и др.

Оливин замещается как изотропным серпентином с $Nm = 1{,}550$—$1{,}555$, так и анизотропным с $Nm = 1{,}560$. Следует отметить, что доминирующее количество как обломков оливина, так и псевдоморфоз серпентина по нему имеет обычно ксеноморфный облик, в то время как значительная часть мелких псевдоморфоз (микровкрапленников) в связующей массе кимберлита отличается хорошим идиоморфизмом. Если принять, что крупные ксенокристаллы оливина являются явно привнесенными (I генерация) магмой с глубин, то мелкие идиоморфные кристаллы оливина (II генерация) кристаллизовались как в основной массе обломков, так иногда и в магматическом цементе брекчий.

Как и в кимберлитах трубки Мир, в описываемых брекчиях повсеместно развит гранат — пироп от единичных зерен до заметных количеств. Зерна граната нередко окружены келифитовой каймой амфибол-хлоритового состава, иногда с игольчатым гиперстеном. Отмечены случаи сохранившихся каемок первичного магматического кимберлита вокруг зерен граната. Иногда в брекчиях встречаются зерна альмандина, происхождение которых следует связывать с гранатсодержащими ксенолитами из кристаллического фундамента.

Флогопит встречается повсеместно, но в крайне незначительных количествах; иногда содержание его достигает 5—10 % (Соседняя, слюдистая разность в трубке Чомур), и в этом случае породы следует считать переходными к слюдистым кимберлитам. Наряду с обычным флогопитом наблюдается разновидность его с обратной схемой абсорбции и нередко зонального строения (Чомур). Закономерной ориентировки чешуек слюды в кимберлитовой брекчии не отмечалось.

Из рудных минералов всегда присутствует ильменит, нередко с оторочками из мелких зерен перовскита; наблюдается также магнетит в

отдельных зернах и гнездообразных выделениях, а также красно-бурая шпинель и хромит.

Связующая масса кимберлитовых брекчий состоит из тонкозернистого агрегата серпентина и карбоната, в котором рассеяны зернышки перовскита, магнетита и псевдоморфозы серпентина по оливину. Иногда наряду с серпентином значительную роль играет хлорит (НИИГА-1, Маршрутная). Наибольшее содержание перовскита отмечается в кимберлитах трубок Зарница, НИИГА-1, Маршрутная, Заполярная, Чомур. Наблюдения устанавливают прямую зависимость между содержанием перовскита в кимберлитах и присутствием в них обломков магматических кимберлитов.

По составу обломочного материала и минералогическому комплексу, а также структурно-текстурным особенностям кимберлиты рассмотренной разновидности близки наиболее типичным кимберлитам Южной Африки, слагающим такие трубки, как Кимберли, Ягерсфонтейн, Премьер и Де-Бирс, особенно их верхние горизонты, представленные кимберлитовыми грубообломочными брекчиями.

Разновидность кимберлитов базальтового облика (Удачная Восточная) выделяется среди общей массы кимберлитов своим темным (до черного) цветом, большим содержанием неизмененного оливина и значительной плотностью (тип Хардебанка в Южной Африке). Скрытая брекчиевидная структура хорошо проявляется только в сильно выветрелых участках породы. В некоторых трубках (Полярная, Оливиновая, Муза, Русловая и др.) отмечаются даже флюидальность в кимберлитах и типичная порфировая структура, свойственная обычно эффузивным породам. Брекчии, по-видимому, имеют магматический цемент.

Обломочный материал здесь играет уже явно подчиненную роль; заметно возрастает содержание связующей (основной) массы с развитыми в ней мелкими идиоморфными зернами серпентинизированных оливинов и идиоморфными кристаллами перовскита. Главное значение в этих кимберлитах приобретает неизмененный оливин, содержание которого колеблется от 30 до 80 %.

Кроме оливина в породе присутствуют в большом количестве ильменит в оплавленных зернах, гранат — пироп; флогопит встречается в единичных чешуйках, местами же его содержание достигает 3—5 % объема породы.

Связующая масса состоит из карбоната и серпентина в тесном агрегатном срастании и сложных количественных соотношениях на различных участках. Наряду с явным преобладанием серпентина карбонат иногда становится доминирующим компонентом. С глубиной содержание серпентина постепенно возрастает и он становится определяющим. В кимберлитах трубок Русловая и Обнаженная обращают на себя внимание исключительно высокое содержание неизмененного оливина, порядка 90 %, с резко угловатыми очертаниями, своеобразие связующей массы, заключающееся в исключительной тонкозернистости карбонат-серпентинового агрегата, и отсутствие перовскита. На однородном чистом фоне связующей массы рельефно выделяются обломки оливинов, и структура может быть отнесена к порфирокластической.

Кимберлиты трубок Полярная, Аэромагнитная, Геофизическая, Оливиновая и Муза выделяются еще более четко выраженными чертами магматического происхождения цемента.

Макроскопически породы напоминают типичные эффузивные разности, где на фоне основной массы четко выделяются вкрапленники серпентинизированных оливинов, хотя под микроскопом выявляется обломочное строение, часто хорошо видна флюидальность (рис. 4). В отдельных случаях удается наблюдать обтекание крупных порфировых выделений серпентинизированных оливинов в основной массе магматического кимберлита ориентированными по длинной оси заключенными в ней зернами оливина, согласно флюидальности. Как правило, в основ-

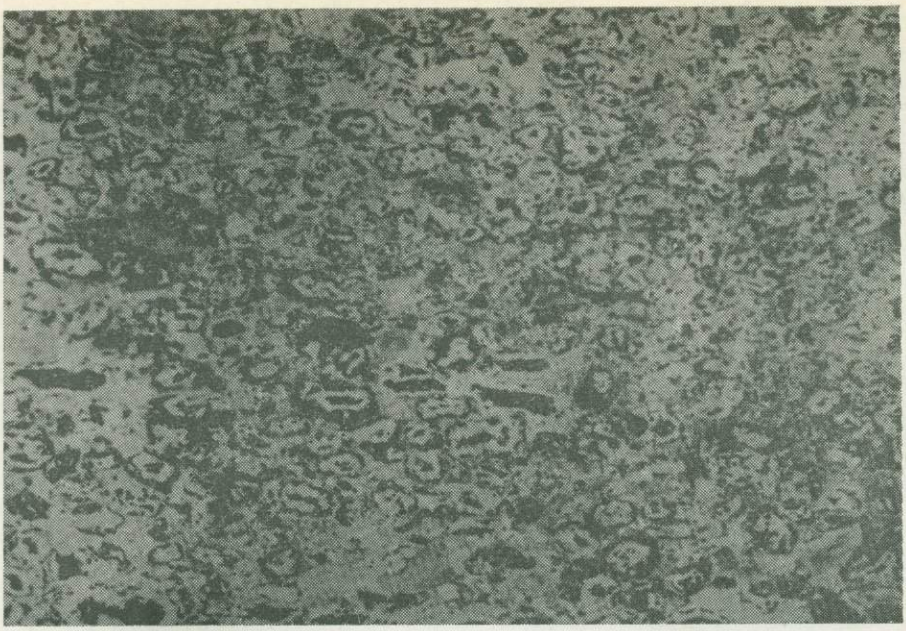


Рис. 4. Кимберлит базальтового облика. Флюидальная текстура. Удлиненные псевдоморфозы серпентина по зернам оливина вытянуты в одном направлении (трубка Полярная). Ув. 25, без анализатора.



Рис. 5. Кимберлит трубки Комсомольская. Округло-овальные псевдоморфозы серпентина по оливинам окружены изометричными зернами апатита. Ув. 15, без анализатора.

ной массе породы в большом количестве присутствуют мельчайшие идиоморфные псевдоморфозы серпентина по оливинам, являющиеся, по-видимому, продуктом кристаллизации этой массы (оливин II генерации). На это указывает и появление большого количества идиоморфных зерен перовскита, приуроченного именно к основной массе породы, что наблюдалось только в обломках магматического кимберлита и как продукт дробления последних — в связующей массе брекчиевидных кимберлитов.

Кимберлиты трубки Загадочная отличаются от всех описанных разновидностей кимберлитов значительным содержанием флогопита, что позволяет выделить их в разновидность слюдяных кимберлитов, так называемую лампрофировую разновидность. Кроме слюды в породе значительно развиты хромдиопсид, пироп, а ильменит находится в резко подчиненном положении. Внешне порода имеет магматический облик. Брекчиевидность хорошо проявляется лишь на отдельных участках.

Под микроскопом отчетливо выделяются порфировидные выделения серпентинизированных зерен оливина, крупные чешуйки флогопита и основная масса, сложенная агрегатом карбоната и серпентина, в котором рассеяны микролиты моноклинного пироксена (псевдоморфозы карбоната) и лейсточки флогопита. Местами отчетливо проявляется флюидальность, благодаря субпараллельному расположению флогопита в породе, а иногда явление обтекания потоками микролитов пироксена и слюды крупных порфировых зерен серпентинизированных оливинов. Подобные породы ранее нередко встречались в виде включений в брекчиевидных кимберлитах ряда трубок, но в коренном залегании впервые встречены в трубке Загадочная. Очень близки к описываемым породы в трубке Чомур, где они слагают отдельный блок, и кимберлиты ряда даек в бассейне р. Оленек.

Среди кимберлитов Африки аналогичные породы были описаны из трубки Кашиоба в Бельгийском Конго [Verhoogen, 1940].

В бассейне р. Муна в трубках Новинка и Комсомольская встречены своеобразные кимберлиты базальтового облика, содержащие большое количество апатита, перовскита и флогопита, что позволило выделить их в особую разновидность переходного вида.

В кимберлитах обеих трубок посторонние включения весьма редки, главная часть обломочного материала представлена минералами — оливином, гранатом, реже хромдиопсидом и ильменитом. Главным минералом является неизмененный оливин в резорбированных зернах. В отличие от крупных обломков оливина, только частично замещенных серпентином, мелкие зерна оливина основной массы обычно идиоморфные, полностью серпентинизированные. Из минералов-спутников алмаза наиболее распространен гранат — пироп в округло-овальных зернах, размером нередко до 0,5—1 см.

Характерным минералом описываемых пород является перовскит, который развивается главным образом в основной (связующей) массе в мелких идиоморфных кристаллах и бесформенных скоплениях. Наряду с перовскитом в основной массе в значительном количестве присутствует апатит в виде мелких изометричных зернышек, обрастающих зерна оливина с периферии наподобие «атоллов» (рис. 5). Шестоватые выделения апатита редки.

Отличительной особенностью этих кимберлитов является развитие в основной массе мельчайших лейсточек флогопита, дающих в скрещенных николях тонкий штриховой рисунок благодаря своеобразному их расположению. По содержанию флогопита они резко уступают описанным выше слюдяным кимберлитам (лампрофирового облика) из трубки Загадочная, но явно превосходят все базальтовые разновидности, для которых флогопит не характерен или полностью отсутствует.

Таким образом, кимберлиты Новинки и Комсомольской представляют собой особый тип пород, богатых апатитом и перовскитом при наличии в них флогопита. Они явно тяготеют к слюдяным разновидностям, но еще не являются таковыми в полном смысле этого термина и, естественно, занимают промежуточное положение между типичными слюдяными и базальтовыми разновидностями кимберлитов.

В Южной Африке аналогичные кимберлиты известны в трубках Франк Смит и Ньюленде [Williams, 1932]. Отличительной чертой их является также повышенное содержание в основной массе апатита и перовскита при наличии флогопита. Вагнер (см.: [Williams, 1932]) относит их к

Таблица 1

Химический состав кимберлитов, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	33,21	27,69	28,32	28,55	29,10	33,84	27,02
TiO_2	1,46	1,99	1,20	1,74	0,36	2,47	1,45
Al_2O_3	3,54	3,24	2,35	4,50	8,01	7,21	2,09
Fe_2O_3	3,40	8,59	6,00	7,42	4,71	5,57	4,08
FeO	2,76	1,96	1,30	2,71	0,98	5,45	1,50
Cr_2O_3	0,10	0,12	0,08	0,14	0,11	0,504	0,30
NiO	Не опр.	0,08	0,16	0,16	0,15	0,11	0,08
CoO	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,004	Не опр.
MnO	0,09	0,27	0,13	0,16	0,05	0,07	0,04
MgO	26,73	25,73	25,03	29,76	17,47	25,81	29,27
CaO	9,95	11,03	13,01	8,44	15,89	7,57	15,04
Na_2O	0,27	0,21	0,71	0,15	0,33	0,20	0,13
K_2O	0,36	0,10	0,32	0,08	1,23	1,71	0,21
H_2O^-	4,10	1,74	1,12	0,69	1,97	0,47	1,50
П. п. п.	16,83	8,76	11,00	12,59	5,88	8,52	16,00
CO_2	Не опр.	8,55	9,00	2,72	12,48	Не опр.	Не опр.
F	»	0,11	0,19	—	—	—	—
S	0,87	0,05	0,19	0,03	—	—	—
BaO	Не опр.	0,02	0,22	0,04	—	—	—
P_2O_5	0,49	0,14	0,28	0,24	0,56	0,06	0,90
SO_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,11	Не опр.	Не опр.
Сумма . . .	100,06	100,38	100,61	100,12	99,39	99,56	99,61

Продолжение табл. 1

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	28,38	31,92	30,10	35,083	31,233	34,84	29,30
TiO_2	1,03	1,47	1,61	0,910	1,796	0,64	4,50
Al_2O_3	2,02	2,05	2,59	1,903	3,13	1,43	3,99
Fe_2O_3	5,69	6,94	7,52	3,516	4,326	2,77	6,95
FeO	3,12	1,35	1,94	5,333	3,413	1,55	5,66
Cr_2O_3	0,15	0,29	0,26	0,07	0,08	0,11	0,065
NiO	0,210	0,12	0,27	0,186	0,12	0,20	0,12
CoO	0,0011	Не опр.	0,003	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр
MnO	0,16	0,12	0,09	0,116	0,106	0,04	0,17
MgO	30,55	28,47	30,80	36,46	29,176	30,42	24,01
CaO	11,12	11,12	7,33	5,33	9,786	11,84	9,26
Na_2O	0,23	0,17	0,266	0,143	0,173	0,20	—
K_2O	0,41	0,42	0,533	0,246	0,503	0,38	2,28
H_2O^-	1,21	2,27	1,48	1,616	0,713	0,81	1,09
П п. п.	15,04	13,10	14,374	9,023	14,616	14,23	11,77
CO_2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	—	—	—	—	—	—	0,21
S	—	—	—	—	0,08	—	—
BaO	—	—	—	—	Не опр.	—	Не опр.
P_2O_5	0,86	0,54	0,776	0,13	0,733	0,41	0,65
SO_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма . . .	100,18	100,35	99,96	100,07	99,98	99,87	100,02

Окончание табл. 1

Компонент	15	16	17	18	19	20
SiO_2	30,92	32,42	33,39	34,52	34,73	35,38
TiO_2	5,75	0,31	1,09	0,08	1,62	1,11
Al_2O_3	5,18	1,34	2,33	2,01	2,88	2,73
Fe_2O_3	6,86	3,296	4,63	3,0	6,10	6,68
FeO	4,44	4,303	4,73	3,15	3,13	6,22
Cr_2O_3	0,18	0,15	0,09	0,10	—	—
NiO	0,10	0,386	0,25	0,35	—	—
CoO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—
MnO	»	0,110	0,11	0,15	—	—
MgO	23,37	35,36	32,04	30,38	31,41	31,83
CaO	11,07	7,616	5,97	9,64	5,79	5,99
Na_2O	0,21	0,233	0,26	0,11	0,33	0,26
K_2O	0,75	0,463	0,26	0,21	1,17	0,14
H_2O	0,63	1,306	1,08	1,51	—	—
П. п. п.	10,39	11,603	12,58	16,15	9,20	8,20
CO_2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—
F	—	—	—	—	—	—
S	0,13	0,686	0,84	—	—	—
BaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—
P_2O_5	»	0,536	0,33	0,14	3,64	0,14
SO_3	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—
Сумма . . .	99,98	100,12	100,04	99,99	100,0	—

Примечание. Аналитики: Л. Чуенко, К. Бакланова и В. Ковязина, ВСЕГЕИ; Г. В. Шевченко, Б. М. Туркевич, ИГПИ АН УССР; Л. П. Рудина, Э. Колесникова и Л. Коробкова, Амакинская экспедиция МГОН.

1 — кимберлитовый туф, трубка Мир (среднее из 8 анализов); 2 — кимберлит трубки Зарница, брекчиевидный (среднее из 7 анализов); 3 — кимберлит трубки Удачная, базальтового облика (среднее из 9 анализов); 4 — кимберлит трубки Полярная, базальтового облика (среднее из 9 анализов); 5 — кимберлит трубки Загадочная, слюдистый (среднее из анализов); 6 — кимберлит слюдистый, включение в трубке Новинка; 7 — кимберлит трубки Новинка (переходного вида); 8 — кимберлит трубки Комсомольская (переходного вида); 9 — кимберлит трубки Заполярная, брекчиевидный; 10 — кимберлит трубки Новинка (переходного вида; среднее из 5 анализов); 11 — кимберлит трубки Обнаженная, включение; 12 — кимберлит трубки Чомур, базальтового облика (среднее из 4 анализов); 13 — кимберлит трубки Ленинград, брекчиевидный, слюдистый; 14 — кимберлит трубки Чомур, слюдистый; 15 — кимберлит трубки Чомур, включение; 16 — кимберлит трубки Обнаженная, базальтового облика (среднее из 3 анализов); 17 — кимберлит трубки Русловая, базальтового облика (среднее из 3 анализов); 18 — кимберлит трубки Надежная, брекчиевидный; 19 — средний состав кимберлита по Р. Дели [Заварицкий, 1950]; 20 — средний состав меймечита [Четвериков, 1956].

самостоятельному типу, занимающему промежуточное положение между слюдяным кимберлитом (типа Лайон-Хилл) и базальтовой разновидностью кимберлита (типа Кимберли).

В табл. 1 приведены составы разновидностей сибирских кимберлитов, а для сравнения — средние составы кимберлита (по Р. Дели) и меймечита.

КИМБЕРЛИТЫ ДАЕК

В бассейне р. Оленек широко распространены крупные и мелкие дайки кимберлитов, причем выделяются два обособленных района наибольшего их развития — бассейн р. Укукит и р. Куойка. Среди кимберлитовых даек вполне определенно намечаются два структурных типа кимберлита: порфировые и брекчиевидные. Первые имеют облик типичной гипабиссальной породы и характеризуются ясно выраженным порфировым строением. Наряду с интенсивно измененными встречены свежие кимберлиты с большим содержанием неизмененного оливина во вкрапленниках и хорошо сохранившейся основной массой (дайки р. Куойка). Доминируют кимберлиты базальтовой разновидности, слюдяные встречаются реже. Среди слюдяных впервые обнаружены кимберлиты с монтичеллитом и большим содержанием перовскита. Брекчиевидные разновидности мало

чем отличаются от типичных кимберлитовых брекчий трубок. Наряду с самостоятельными дайками брекчиевидного строения (Каменная) отмечены небольшие брекчиевидные дайки, связанные непосредственно с трубками (Надежная), а некоторые брекчиевидные дайки, по-видимому, являются глубинными частями последних, выведенными на поверхность эрозией.

Порфировые кимберлиты даек

Базальтовая разновидность. Макроскопически — это плотные, темно-серые до черного породы, иногда с зеленоватым оттенком. Отчетливо видна порфировая структура, иногда афанитовая, под микроскопом — порфировая до микропорфировой.

Порфировые выделения представлены преимущественно идиоморфными зернами оливина, полностью замещенного серпентином и карбонатом. Наряду с крупными вкрапленниками присутствуют микровкрапленники оливина, постепенно переходящие в выделения основной массы (рис. 6).

Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом хлорит-серпентинового вещества и карбоната в различных количественных соотношениях. Всегда присутствуют в значительных количествах пылевидный и мелкозернистый магнетит, а также перовскит. Иногда наблюдаются оторочки из зернышек перовскита на зернах ильменита.

Кимберлиты даек, бедные флогопитом, с монтичеллитом. Макроскопически — это совершенно черные, плотные породы, заметно кристаллического сложения. В краевых зонах даек, сильно разрушенных, в кимберлитах развиваются розетки белого лучистого минерала из группы барита — целестина.

Структура породы порфировая до микропорфировой, основная масса — аллотриоморфно-зернистая (рис. 7). Порфировые выделения представлены оливином, а основная масса сложена монтичеллитом, перовскитом, рудным минералом и небольшим количеством флогопита. Вторичные минералы — серпентин, хлорит, кальцит, магнетит, целестин.

Оливин образует округло-овальные и вытянутые вкрапленники, оплавленные с краев. Количество его в породе порядка 40—50 %, иногда до 60 %. Оливин частично с краев и по сети трещин замещается хлорит-серпентиновым веществом.

Основная масса состоит полностью из монтичеллита в изометричных зернах, величиной около 0,05 мм; $2V = -75°$, $Ng' = 1{,}670$, $Np' = 1{,}660$, $Ng'-Np' = 0{,}010$. Значительную роль играет перовскит в идиоморфных зернах, окруженных каемками пылевидного магнетита.

Флогопит развивается в основной массе и составляет около 5 % объема породы. Это преимущественно неправильной формы листочки и вытянуми чешуйки, часто с рваными краями; ориентированное расположение флогопита отсутствует. Отмечается явление аномального плеохроизма: по оси Np — оранжево-красный, по оси Ng — бесцветный.

В краевых зонах даек кимберлиты в значительной степени разрушены. При этом оливины почти нацело серпентинизированы, а перовскит пропитан пылевидным магнетитом, благодаря чему становится непрозрачным. Флогопит с краев частично замещается хлоритом, вокруг зерен магнетита появляются каймы гидроокислов железа. Неизмененным сохраняется только монтичеллит. В целом порода значительно карбонатизируется, развивается целестин (барит) в виде розеток радиально-лучистого строения.

Слюдяные кимберлиты даек (лампрофирового типа). По значительному содержанию флогопита кимберлиты некоторых даек относятся к типичным слюдяным разновидностям по аналогии с известной в Южной Африке дайкой Лайон-Хилл [Williams, 1932]. Наряду с флогопитом в породе содержатся в большом количестве апатит и перовскит. В этом отношении они проявляют некоторое сходство с описанными выше кимберлитами р. Муна (типа Новинка — Комсомольская), но сущест-



Рис. 6. Порфировый кимберлит дайки. Видны крупные идиоморфные псевдоморфозы по оливину и микровкрапленники. Основная масса (темное) сложена хлорит-серпентиновым агрегатом (бассейн р. Укукит). Ув. 25, без анализатора.

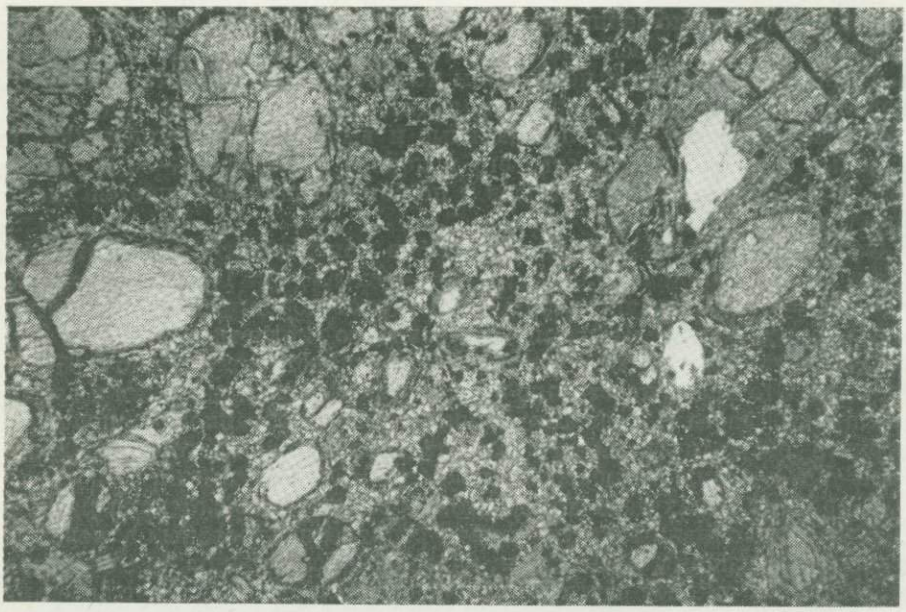


Рис. 7. Порфировый кимберлит дайки с монтичеллитом. Видны порфировые выделения оливина, частично оплавленные с краев, и основная масса, сложенная мелкозернистым монтичеллитом. Темные зерна — перовскит и магнетит (бассейн р. Куойка). Ув. 25, без анализатора.

венно отличаются от последних резко повышенным содержанием флогопита в основной массе (рис. 8). Наряду с полностью измененными породами, в которых неизмененным сохранился только флогопит, встречены малоизмененные кимберлиты со свежим оливином, который обычно образует порфировые выделения размером до 1—2 мм.



Рис. 8. Порфировый слюдяной кимберлит (лампрофирового облика). Видны зерна неизмененного оливина, лейсточки флогопита, зерна перовскита и магнетита (черное), погруженные в хлорит-серпентиновый агрегат основной массы (бассейн р. Укукит). Ув. 20, без анализатора.

Наряду с крупными порфировыми выделениями флогопита в основной массе развивается большое количество мелких удлиненных лейсточек последнего, причем иногда даже проявляется флюидальность. Совместно с флогопитом в основной массе обильны апатит и перовскит в мелких, более или менее идиоморфных зернах с каемками рудного вещества.

Брекчиевидные кимберлиты даек

Кроме описанных магматических кимберлитов в дайках встречены брекчиевидные кимберлиты, почти ничем не отличающиеся от аналогичных пород трубок. Среди них отчетливо выделяются два типа: кимберлиты, слагающие самостоятельные дайки, не связанные с трубками, и кимберлиты даек, непосредственно связанных с трубками.

Подобно порфировым кимберлитам брекчиевидные кимберлиты первого типа представляют самостоятельные тела. По структурно-петрографическим особенностям они сходны с некоторыми кимберлитами трубок Оленекского бассейна (Надежная, Ильменитовая, Уральская). По содержанию слюды эти кимберлиты относятся к типу пород, бедных флогопитом, и приближаются к базальтовой разновидности кимберлитов. Самостоятельных даек лампрофировой разновидности среди даек брекчиевидных кимберлитов в Оленекском бассейне пока не обнаружено. Наиболее типичной дайкой брекчиевидных кимберлитов базальтовой разновидности является дайка Каменная. Макроскопически порода дайки темно-серого цвета с многочисленными обломками зерен псевдоморфоз серпентина по оливинам. Структура породы кристаллокластическая до литокристаллокластической. Кроме псевдоморфоз серпентина по оливину в породе отмечаются зерна граната — пиропа, ильменита, чешуйки хлорита и обломки пород — магматического кимберлита, редких известняков и сланцев, погруженных в серпентин-карбонатную массу. Характер главных минералов, их оптические свойства полностью совпадают с таковыми из типичных кимберлитовых брекчий.

В отличие от самостоятельных даек брекчиевидного строения в бассейне Оленека были встречены мелкие дайки аналогичного строения,

Таблица 2

Химический состав кимберлитов даек, вес. %

Компонент	1 (1930б/1)	3 (1930б/1)	3 (99[1])	4 (Н-6-53)
SiO_2	28,92	28,46	26,48	30,08
TiO_2	3,88	3,88	3,21	0,93
Al_2O_3	5,13	7,08	4,09	2,51
Cr_2O_3	0,12	0,11	0,06	0,15
Fe_2O_3	6,41	5,49	6,60	1,68
FeO	7,94	7,69	4,38	1,66
NiO	0,16	0,09	0,06	0,15
MnO	0,23	0,24	0,22	0,09
MgO	27,24	26,56	28,18	29,24
CaO	14,83	15,31	12,22	12,19
Na_2O	0,44	0,37	0,61	0,44
K_2O	0,14	0,18	0,56	0,76
P_2O_5	0,44	0,44	1,05	0,63
H_2O^-	0,16	0,31	0,93	0,76
S	0,12	0,08	0,10	0,28
П. п. п.	4,42	4,25	11,05	18,44
Сумма . . .	100,58	100,54	99,80	99,99

Примечание. Аналитики: Э. Колесникова и Л. Коробкова, Амакинская экспедиция МГОН.

1 — порфировый кимберлит с монтичеллитом, центр дайки, р-н р. Куойка (Оленек); 2 — то же, из приконтактовой зоны; 3 — слюдистый кимберлит дайки, порфировый, р-н р. Куойка (Оленек); 4 — слюдистый кимберлит, брекчиевидный из дайки в трубке Надежная. В скобках указан номер образца.

связанные непосредственно с трубками (Надежная). Аналогично подобным образованиям Южной Африки кимберлитовые дайки трубки Надежная располагаются радиально относительно нее и имеют мощность 10—50 см с углом падения 75—85 °. Хотя кимберлиты трубки и даек представлены одним структурным типом, близким к кристаллокластической разновидности, однако в минералогическом отношении они различаются между собой. Кимберлит трубки относится к базальтовой разновидности, в то время как кимберлиты даек обогащены флогопитом и представляют собой слюдистую разновидность.

Структура кимберлита даек литокристаллокластическая до собственно кристаллокластической; структура основной (связующей) массы — микролитовая.

Кимберлит состоит из многочисленных псевдоморфоз серпентина и карбоната по оливинам двух генераций (по величине), чешуек флогопита, единичных зерен граната — пиропа, ильменита, шпинели. В основной массе развиваются микролиты беспорядочно ориентированного моноклинного пироксена, полностью замещенного кальцитом, и многочисленные чешуйки флогопита.

В табл. 2 приводятся химические анализы кимберлитов из даек района р. Оленек.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВ

Выше при описании кимберлитов были приведены таблицы химических анализов различных их разновидностей, поэтому здесь ограничимся только сводной таблицей характеристик химического состава кимберлитов из всех районов Сибирской платформы по системе А. Н. Заварицкого (табл. 3), на основании которых и построена общая диаграмма (рис. 9).

Таблица 3

Сводная таблица числовых характеристик сибирских кимберлитов

Порода	*a*	*c*	*b*	*S*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*t*	φ	*Q*
Кимберлиты Мало-Ботуобинского бассейна											
Кимберлит трубки Мир, туф	1,9	1,3	59,3	37,5	9,0	73,4	17,6	53,3	3,1	4,6	30,1
Кимберлиты бассейна рек Далдына и Алакита											
Зарница, брекчиевидный	0,5	1,8	64,4	33,3	15,3	67,1	17,6	75,0	5,1	11,4	36,2
Удачная, базальтового облика	1,9	0,6	64,3	33,2	10,3	65,9	23,3	78,5	3,2	8,1	38,0
Полярная, базальтового облика	0,5	2,9	66,9	30,7	13,4	75,4	11,1	66,6	4,6	9,3	43,5
Загадочная, слюдистый	2,7	4,6	55,6	37,1	10,1	53,3	36,6	27,7	0,8	7,9	35,8
Кимберлиты бассейна р. Муна											
Новинка, слюдистый	2,7	3,2	56,1	38,0	9,8	73,4	16,8	14,3	5,2	8,0	32,6
Легкая, брекчиевидный	0,5	1,1	68,1	30,3	23,8	69,2	7,0	50,0	3,8	4,9	43,5
Комсомольская, базальтоидный	0,9	0,8	67,4	30,9	17,4	71,5	11,1	43,0	2,9	6,8	40,8
Заполярная, брекчиевидный	0,9	0,8	63,1	35,2	18,6	70,9	10,5	43,0	3,4	8,6	32,2
Новинка, брекчиевидный	1,2	1,1	62,3	35,4	11,4	76,5	12,1	44,4	3,8	9,4	32,7
Кимберлиты бассейна р. Оленек											
Обнаженная, включение базальтового облика	0,4	0,9	64,1	34,6	7,2	82,0	10,8	50,0	1,9	4,0	32,5
Чомур, базальтоидный	1,0	1,4	62,8	34,8	15,6	73,9	10,5	37,5	4,2	5,6	33,8
Ленинград, слюдистый	0,8	0,4	62,4	36,4	20,0	74,6	5,4	43,0	1,5	3,3	29,2
Кимберлит трубки Чомур, слюдистый	3,2	0,9	60,1	35,8	16,6	65,3	18,1	—	10,5	9,4	35,7
Чомур, базальтоидный	1,4	2,5	58,0	38,1	17,6	65,7	16,7	27,3	12,3	9,7	29,1
Обнаженная, базальтоидный	0,5	0,9	64,1	31,5	11,7	79,0	9,3	42,8	0,8	3,7	37,0
Русловая, базальтоидный	0,9	1,0	62,7	35,4	8,9	78,8	12,3	57,1	2,4	5,7	32,0
Надежная, брекчиевидный	0,2	1,0	62,5	36,3	15,6	76,1	8,3	50,0	0,2	3,8	28,8
Средний состав по Р. Дели кимберлита	2,2	0,6	60,8	36,4	9,4	78,7	11,9	27,8	3,3	7,6	32,2
меймечита	0,7	0,5	63,0	35,8	17,0	75,0	8,0	66,0	2,3	8,0	33,0
Включения ультраосновных бесполевошпатовых пород											
Дунит трубки Удачная	0,3	0,4	63,0	36,3	9,2	89,7	1,1	100,0	—	6,7	28,4
Оливинит трубки Заполярная	—	—	66,6	33,4	7,9	90,9	$a' = 1,2$	—	—	0,4	33,2
Обнаженная	0,3	0,4	65,4	33,9	9,9	89,6	0,5	50,0	0,6	4,0	33,2
Чомур	0,5	0,3	62,9	36,3	11,0	86,9	2,1	50,0	0,6	5,6	28,0
Русловая	0,3	0,2	63,1	36,4	10,4	87,9	1,7	66,6	0,1	2,7	28,0
Мир	0,2	0,5	63,7	35,6	10,1	89,5	0,4	100,0	—	8,4	29,7
Гарцбургит трубки Чомур	0,3	0,1	65,2	34,4	7,3	83,3	9,4	66,6	—	0,6	31,9
Лерцолит трубки Чомур	0,7	0,9	60,0	38,4	8,9	88,5	2,6	50,0	2,6	5,0	25,5
Энстатитит трубки Удачная	1,4	0,9	51,0	46,7	7,4	91,2	1,4	77,0	0,1	3,2	10,3
Вебстерит трубки Чомур	0,6	3,0	47,3	49,1	18,7	54,8	26,5	100,0	0,2	7,6	6,0
Надежная	1,7	3,5	46,7	48,1	17,2	51,1	31,7	100,0	0,3	6,0	10,7
Горнблендит трубки Удачная	3,0	4,8	47,2	45,0	22,5	68,9	8,6	80,0	1,1	10,1	20,8
Чомур	1,3	7,7	45,8	45,2	26,2	72,9	$a' = 0,9$	80,0	0,7	14,7	19,9
Гарцбургит из Вессельтона	0,8	0,4	58,5	40,3	6,4	90,6	2,9	25,0	0,9	1,3	21,4
Лерцолит из Вессельтона	0,6	1,10	57,3	41,0	8,9	89,9	1,2	50,0	0,1	2,2	20,3
Саксонит из Балтфонтейна	—	0,6	59,8	39,6	6,9	93,1	—	—	—	1,4	21,4
Вебстерит с Анабара	1,2	2,3	47,0	49,5	17,3	55,9	26,7	80,0	0,7	4,2	5,7
Средние составы по Р. Дели:											
горнблендита	5,4	4,0	43,3	47,3	31,6	46,5	21,9	73,8	2,7	12,2	20,2
гарцбургита	0,6	0,4	63,2	35,8	10,0	88,6	1,4	83,3	0,15	2,7	29,9
лерцолита	1,3	1,9	57,4	39,4	11,15	86,15	2,7	83,3	0,1	2,6	25,7
вебстерита	1,1	1,4	48,5	49,0	12,3	69,2	18,5	70,0	0,1	3,7	5,6
дунита	0,2	0,4	65,1	34,3	9,0	90,5	0,5	100,0	—	2,8	32,2
бронзитита	0,85	0,85	48,8	49,5	13,5	83,9	2,6	87,5	0,5	2,4	3,5

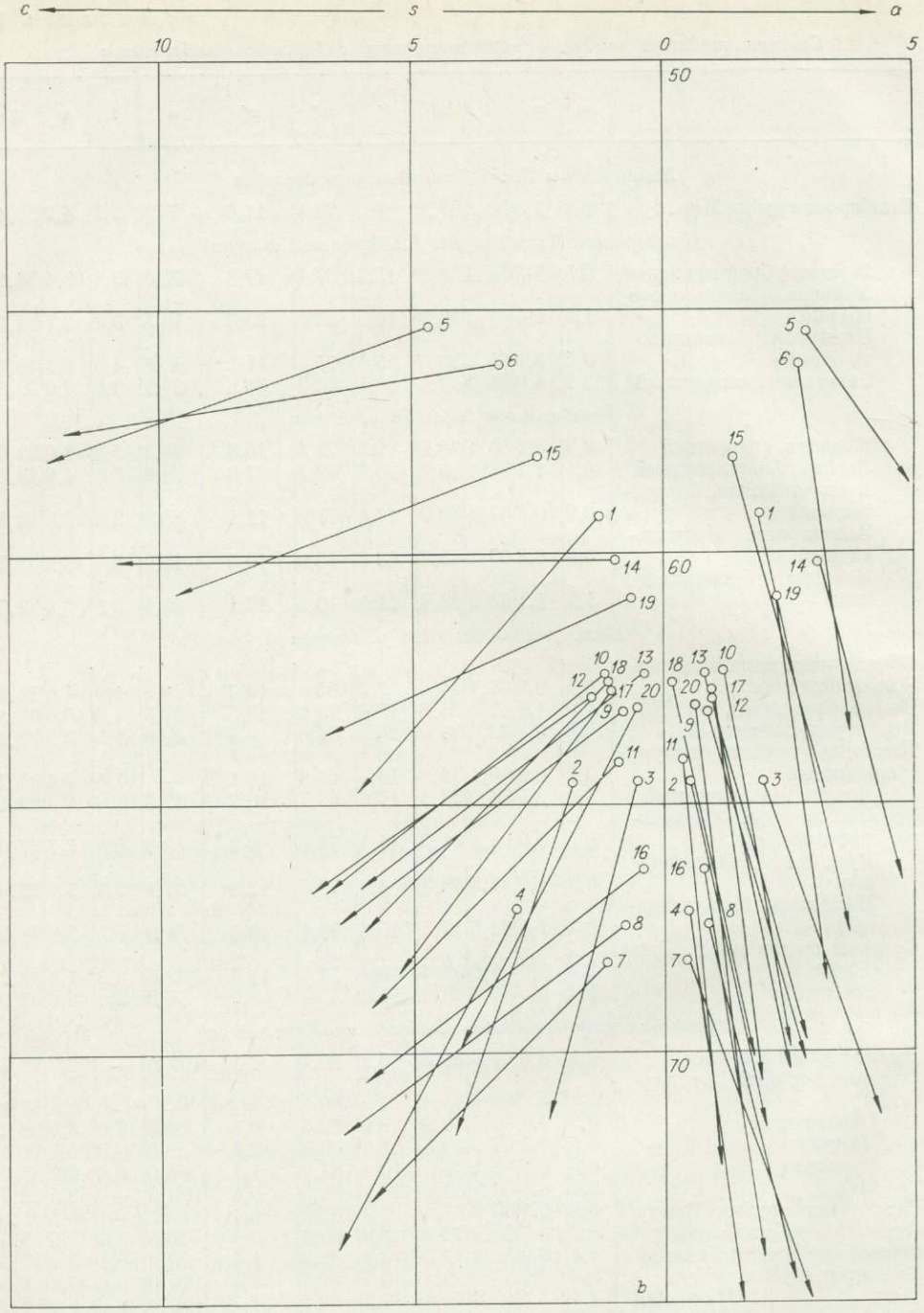


Рис. 9. Диаграмма химических составов кимберлитов Сибирской платформы (по системе Заварицкого). Номера соответствуют номерам анализов в табл. 1.

На диаграмму кроме составов сибирских кимберлитов нанесены для сравнения средние составы кимберлитов по Р. Дели [Заварицкий, 1950] и меймечита [Четвериков, 1956].

Как видно из диаграммы, точки составов сибирских кимберлитов располагаются вблизи линии *Sb*, в поле ультраосновных пород, и отражают общую тенденцию к родству с ультраосновной магмой, лишь с небольшим уклоном в сторону ряда щелочных габброидов. Для наиболее распростра-

ненных типов сибирских кимберлитов (Зарница, Удачная и Полярная) Далдыно-Алакитского бассейна отмечается обратное соотношение щелочей по сравнению со средним составом кимберлита по Р. Дели, т. е. $Na_2O > K_2O$ вместо $K_2O > N_2O$. Указанная особенность выражается на диаграмме в крутом наклоне векторов в левой части диаграммы, а минералогически — почти полным отсутствием флогопита в породе. Таким образом, наиболее распространенные типы кимберлитов Далдыно-Алакитского бассейна принадлежат к базальтовой разновидности кимберлитов, широко развитой в Южной Африке.

Исключение среди кимберлитов этого бассейна представляет редкий для сибирских кимберлитов (трубка Загадочная), богатый слюдой кимберлит лампрофирового облика, в котором соотношение щелочей аналогично южно-африканским кимберлитам, т. е. $K_2O > Na_2O$.

Второй особенностью кимберлитов Далдыно-Алакитского бассейна является повышенное значение параметра c', что приводит к более пологим углам наклона векторов в правой части диаграммы, в отличие от среднего состава кимберлитов по Р. Дели, и связано, по-видимому, с избыточным содержанием CaO, привнесенного гидротермальными растворами из вмещающих карбонатных отложений.

Значение параметра a варьирует от 0,5 до 3, однако средняя величина почти не отличается от средних данных по Р. Дели. Параметр c завышен по сравнению со средней величиной по Р. Дели и составляет величину порядка 2, 3, что связано, по-видимому, с присутствием микровключений глинистых сланцев, обильных во всех сибирских кимберлитах. Значения параметра m' несколько занижены в сравнении со средними данными, особенно для кимберлита трубки Загадочная, наиболее сильно измененного процессами выветривания. Несколько большая недосыщенность кремнекислотой кимберлитов Далдыно-Алакитского бассейна обусловлена целиком степенью измененности пород и выражается большими отрицательными значениями в сравнении со средними данными по Р. Дели.

Характерной особенностью кимберлитов Муны и Оленека является повышение в них относительной роли калия. Эта особенность выражается в более пологих углах наклона векторов в левой части диаграммы, вплоть до горизонтального для слюдяных разновидностей, близких к типу кимберлита трубки Загадочная в Далдыно-Алакитском бассейне.

Векторы правой части диаграммы отличаются большой длиной и крутыми наклонами, что обусловливается повышенным содержанием в породах MgO и пониженным CaO в сравнении с далдыно-алакитскими кимберлитами. Следует отметить, что отмеченные особенности мунских и оленекских кимберлитов в основном отражают поведение аналогичных векторов африканских кимберлитов. В минералогическом отношении эта особенность проявляется в уменьшении кальцита в породах и увеличении неизмененного оливина.

Как и для далдыно-алакитских, векторы мунских и оленекских кимберлитов заметно приближаются к линии Sb, что отвечает пониженным значениям a_0, связанным с частичным выносом сильных оснований и общей значительной измененностью пород, что, в свою очередь, оказывает соответствующее влияние на величину характеристики b в сторону ее увеличения. Последнее отражается на диаграмме в заметном отклонении данной характеристики от среднего значения по сравнению со средними величинами по Р. Дели, благодаря чему точки наших кимберлитов попадают в область крайних членов ультраосновного ряда пород — дунитов.

Величина параметра c приближается к средним значениям для кимберлитов Южной Африки, но заметно отличается от далдыно-алакитских в сторону его повышения.

В заключение необходимо отметить, что рассмотренные составы мунских и оленекских кимберлитов ближе стоят к средним значениям кимберлита по Р. Дели и отражают значительно меньшую степень изменения пород, столь высокую для пород Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобин-

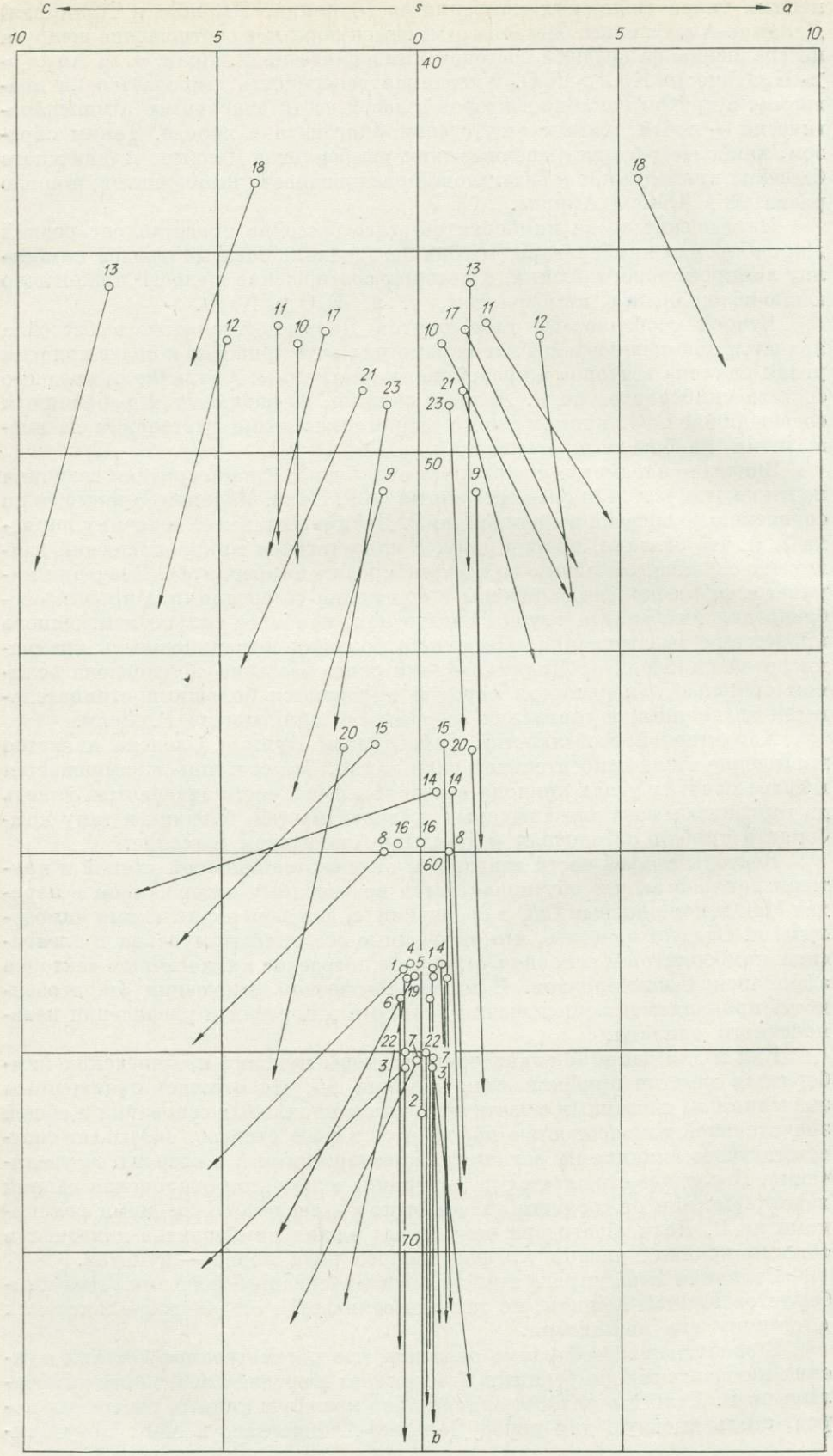

c
s
a
10
5
0
5
10
40
50
60
70
b

Рис. 10. Диаграмма химических составов включений ультраосновных пород из кимберлитов Якутии (по системе Заварицкого). Номера соответствуют номерам анализов в табл. 7.

ского бассейнов. Сравнивая сибирские кимберлиты с близкими в петрографическом отношении меймечитами, находим между ними много общего, и вправе согласиться с некоторыми исследователями (Моором и Шейнманном), высказывавшими ранее доводы в пользу того, что меймечиты по химическому составу хорошо отвечают кимберлитам, но что условия образования пород были различными.

В табл. 3 сведены характеристики химического состава ультраосновных включений в кимберлитах; построена соответствующая диаграмма, аналогичная предыдущей (рис. 10). На диаграмму для сравнения нанесены векторы средних типов ультраосновных пород по Р. Дели, включений ультраосновных пород из кимберлитов Южной Африки и ультраосновных пород с Анабарского массива. Из диаграммы видно, что выделенные типы ультраосновных пород из включений в кимберлитах Сибири в целом соответствуют общепринятой классификации и почти не отличаются от средних составов аналогичных пород по Р. Дели.

МИНЕРАЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ*

Минералогический состав различных типов кимберлитов в качественном отношении характеризуется исключительным постоянством, хотя количественные содержания одних и тех же минералов в разных типах и даже отдельных кимберлитовых трубках варьируют в значительных пределах. Резкие колебания в содержании минералов обусловлены прежде всего степенью измененности самих кимберлитов, интенсивностью постмагматических гидротермальных проявлений, а также количеством и характером включенных в кимберлитах ксенолитов.

При общей петрографической характеристике различных структурных типов кимберлитов отмечалось, что в них присутствуют по меньшей мере три группы минералов: минералы собственно кимберлитов, минералы включений и минералы вторичных процессов.

Минералы первой группы подразделяются на протомагматические и поздние генерации. Во включениях различаются минералы родственных кимберлитам пород (гипербазиты и магматические эклогиты) и чуждых кимберлитам пород (траппы, кристаллические сланцы, осадочные породы и др.). Минералы вторичных процессов охватывают три подгруппы: автометаморфические, гидротермальные и гипергенные.

Во избежание повторения описание минералов собственно кимберлитов дается совместно с некоторыми близкими к ним минералами из включений главным образом родственных пород (оливин, гранаты, ромбические и моноклинные пироксены).

Из минералов собственно кимберлитов самым распространенным является о л и в и н. Как отмечалось выше, большая часть изученных трубок содержит сильно измененный оливин вплоть до реликтовых остатков. Наиболее богаты свежим оливином кимберлиты базальтового облика и наименее — кимберлитовые брекчии.

В кимберлитах встречается оливин двух генераций, из которых первая представлена крупными зернами (до 1 см и более) обычно округло-овальной формы со следами интенсивной коррозии. Это оливин перенесенный, кристаллизация его происходила на глубине, по-видимому, в очаге или близких к нему условиях. При подъеме магмы и изменении физико-химического равновесия системы расплав + протовыделения оливина происходила резорбция последнего, что приводило к наблюдаемым округлым формам его кристаллов в кимберлитах.

* В данной главе частично использованы материалы Г. И. Смирнова.

В отличие от оливина первой генерации оливин второй генерации идиоморфен, размеры его зерен 0,5—1 мм. Если зачастую даже осколки оливина протовыделений сохраняются неизмененными, то еще не было отмечено случая нахождения свежих зерен оливина второй генерации. Это явление находится, по-видимому, в прямой зависимости от их относительных размеров, а не от различия в составах. Оптические константы оливина кимберлитов разных типов следующие: $2V = (+)84—88°$, $Ng' = 1{,}686—1{,}698$, $Np' = 1{,}656—1{,}660$, $Ng' — Np' = 0{,}030—0{,}038$, что отвечает содержанию железистого компонента (Fe_2SiO_4) — 8—12 % [Винчелл, 1953].

По своим оптическим свойствам оливины кимберлитов весьма близки к оливинам из различных пиропсодержащих ультраосновных включений — оливинитов и дунитов, перидотитов и порфировых перидотитов, а также эклогитов магматического происхождения. Оптические константы оливина включений: $2V = (+)80—88°$ ($\pm 90°$), $Ng' = 1{,}680—1{,}696$, $Np' = 1{,}646—1{,}660$, $Ng'—Np' = 0{,}034—0{,}036$, что отвечает содержанию железистого компонента от 6 до 12 %, т. е. в тех же интервалах, что и в оливинах кимберлитов.

В составе оливинов кимберлитов и ультраосновных включений (табл. 4) присутствуют такие элементы, как хром, кобальт, никель, весьма характерные для пород ультраосновного состава.

Таким образом, оливин из кимберлитов и ультраосновных включений по химическому составу резко отличается от оливина из траппов. Для последнего содержание железистого компонента в момент кристаллизации трапповой магмы не опускается ниже 20 % [Соболев В. С., 1936], в то время как в оливине кимберлитов содержание железистого компонента не превышает 12 %.

Наряду с оливином весьма характерным компонентом кимберлитов является г р а н а т, близкий по составу к пиропу. Источниками граната, рассеянного в массе кимберлита, являются разнообразные гранатсодержащие ксенолиты — ультраосновные породы, кристаллические сланцы, фации эклогитов и гранатсодержащие кристаллические сланцы архейского фундамента. В последних содержится не пироп, а гранат, близкий к альмандину. Показатель преломления гранатов, встречающихся в виде отдельных зерен или обломков в массе кимберлита, колеблется в широких пределах (от 1,725 до 1,783 и выше). Наиболее высокие показатели преломления свойственны гранатам из эклогитоподобных пород и кристаллических сланцев с пределом колебаний от $N = 1{,}743—1{,}767$ для первых и $N = 1{,}767—1{,}783$ и выше для последних. Гранаты из бесполевошпатовых эклогитов имеют показатель преломления в интервале 1,725—1,765, но наиболее распространены гранаты с $N = 1{,}740—1{,}742$.

Показатели преломления гранатов из ультраосновных включений колеблются приблизительно в тех же пределах — от 1,732 до 1,767 (среднее 1,751). Зерна граната в келифитовой оболочке, извлеченные из цементирующей (и основной) массы кимберлитов, сильно варьируют по показателям преломления: от 1,727 до 1,764 — Мир, от 1,737 до 1,767 — Удачная Восточная, от 1,732 до 1,772 — Удачная Западная и от 1,740 до 1,786 — Зарница. Таким образом, зерна граната в келифитовой оболочке являются высокомагнезиальными и в этом отношении явно тяготеют к гранатам из включений ультраосновных пород и эклогитов магматического происхождения, с ними связанных. Следует отметить, что они аналогичны гранатам, обнаруженным в виде включений в алмазах [Гневушев, Николаева, 1958]. Можно предполагать, что гранаты этой группы принесены с больших глубин и по условиям образования наиболее тесно связаны с алмазами.

Химический состав гранатов из кимберлитов и различных типов включений довольно сложен (табл. 5).

Общей особенностью гранатов как из кимберлитов, так и родственных кимберлитам включений ультраосновных пород, а также связанных с ними эклогитов является повышенная магнезиальность. Содержание пиро-

Таблица 4

Химический состав оливинов из кимберлита и ультраосновных включений, а также ильменитов из кимберлита, вес. %

Компонент	Оливины								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	40,20	40,66	40,74	39,89	40,60	40,53	40,31	40,14	40,94
TiO_2	—	—	—	Сл.	0,001	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Al_2O_3	—	0,37	0,06	»	Сл.	0,07	»	0,04	0,03
Cr_2O_3	Сл.	0,02	0,019	0,027	0,04	0,010	0,005	0,009	0,023
Fe_2O_3	2,03	0,66	0,38	1,44	1,90	0,73	1,63	0,76	1,27
FeO	5,75	7,41	7,45	7,48	5,40	7,98	7,27	7,21	6,61
MnO	0,08	0,14	0,11	0,12	0,07	0,06	0,14	0,03	0,14
NiO	0,29	0,28	0,32	0,30	0,23	0,018	0,33	0,204	0,21
CoO	0,01	0,017	0,009	Сл.	0,01	0,002	Сл.	0,005	0,008
CaO	—	0,14	0,13	0,10	0,10	0,22	0,08	0,14	0,41
MgO	51,03	50,08	50,46	49,79	51,25	49,54	50,08	50,72	49,60
V_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	—	0,33	0,23	0,52	0,40	0,41	0,49	0,27	0,35
П. п. п.	0,08	—	—	—	—	—	—	0,13	—
Сумма...	99,75 *	100,10	99,91	99,67	100,00	99,57	100,33	99,66	99,69
Фо (мол. %)	94,0	92,5	92,5	92,5	94,9	91,0	93,0	93,0	93,4

Окончание табл. 4

Компонент	Ильмениты				
	10	11	12	13	14
SiO_2	0,10	0,40	—	—	—
TiO_2	46,33	47,95	47,64	48,51	49,50
Al_2O_3	—	—	—	—	—
Cr_2O_3	0,41	0,75	0,21	1,16	—
Fe_2O_3	17,96	13,15	14,58	14,46	2,81
FeO	26,29	28,00	26,93	26,01	44,64
MnO	—	—	0,27	0,30	—
NiO	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—
CaO	Сл.	Сл.	—	—	Сл.
MgO	8,60	9,00	9,48	8,71	1,56
V_2O_5	0,20	0,20	0,33	0,4	Не обн.
Nb_2O_5	—	0,13	—	—	—
H_2O^-	—	—	0,21	0,56	—
П. п. п.	—	—	—	—	—
Сумма. . .	99,80	99,58	99,65	100,11	98,50

Примечание. 1 — оливин из кимберлита, трубка Мир (хим. лаб. МГРИ, Москва); 2 — оливин из кимберлита, трубка Зарница, 3 — оливин из кимберлита, трубка Удачная; 4 — оливин из кимберлита, трубка Новинка; 5 — оливин из гранатсодержащего дунита, трубка Мир; 6 — оливин из гранатсодержащего оливинита, трубка Удачная; 7 — оливин из гранатового перидотита, трубка Чомур; 8 — оливин из гранатового перидотита, трубка Новинка; 9 — оливин из магматического эклогита, трубка Мир; 10 — ильменит из кимберлита, трубка Мир; 11 — ильменит из кимберлита, трубка Зарница; 12 — ильменит из кимберлита, трубка Искорка; 13 — ильменит из кимберлита, трубка Маршрутная; 14 — ильменит из траппа, Аламджах (по В. А. Масайтису).

* $Na_2O + K_2O = 0{,}28$.

Анализы 2—9, 12, 13 выполнены Ю. В. Шевченко, ИГПИ АН УССР (Львов); 10, 11 — К. А. Баклановой, ВСЕГЕИ.

Химический состав гранатов из

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	40,85	41,84	41,67	41,78	41,59	41,82
TiO_2	0,42	0,48	0,34	0,17	Сл.	0,04
Al_2O_3	20,01	20,61	18,56	19,60	22,86	21,60
Cr_2O_3	4,88	3,34	4,41	3,62	0,65	2,05
Fe_2O_3	1,33	1,00	1,29	2,62	0,17	0,04
FeO	6,27	6,12	7,52	5,93	11,25	18,99
MnO	0,31	0,34	0,37	0,42	0,26	0,39
MgO	20,91	21,48	19,48	20,30	18,75	9,36
CoO	4,67	4,40	5,72	5,63	4,24	5,86
CaO	0,50	0,32	0,33	0,03	0,05	—
П. п. п.	—	—	0,19	0,11	0,14	—
Сумма . . .	100,15	99,93	99,88	100,21	99,96	100,15
Цвет	Фиолетово-красный	Бледно-малиново-розовый	Лиловый (дихроичный)	Малиновый (дихроичный)	Оранжевый	Густо-оранжевый
Показатель преломления	1,740	1,738	1,736	1,743	1,747	1,767
Параметр ячейки, kX	11,500	11,503	11,517	11,521	11,496	11,542

Содержание отдельных

Пироп	74,6	75,6	69,6	73,2	66,9	38,4
Альмандин	8,0	12,0	14,0	8,4	22,6	43,6
Спессартин	0,7	0,6	0,6	1,0	—	1,0
Уваровит	4,0	1,9	3,2	7,0	—	—
Гроссуляр	—	1,0	—	—	9,0	11,7
Андрадит	8,0	8,9	11,7	7,4	1,5	5,3
Скиагин	4,7	—	0,9	3,0	—	—
Сумма . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. 1 — пироп из кимберлита, трубка Начальная; 2 — пироп из включения оливинита, трубка НИИГА; 3 — пироп из включения перидотита, трубка Чомур; 4 — пироп из включения эклогита, трубка Мир; 5 — пироп из включения эклогита, трубка Надежная; 6 — гранат пироп-альмандинового ряда из эклогита с алмазами, трубка Мир; 7 — пироп из включения плагиоклазового эклогита, бедного плагиоклазом, трубка Зарница; 8 — пироп из включения дистенсодержащего плагиоклазового эклогита, бедного плагиоклазом, трубка Удачная; 9 — пироп из включения плагиоклазового эклогита, богатого плагиоклазом, трубка Удачная; 10 — пироп из включения гранатизированной (эклогитизированной) породы, богатой плагиоклазом, трубка Зарница; 11 —

пового компонента колеблется в них от 70 до 75 %, в то время как остальные компоненты составляют лишь 25—30 %. Второй, не менее важной особенностью пиропа из кимберлита и родственных включений является постоянное присутствие в тех или иных количествах хрома, никеля и кобальта, т. е. характерных элементов типичных ультраосновных пород. Содержание же хрома в альмандине, а также в гранатах из пород фации метаморфических эклогитов, эклогитоподобных пород, гранатизированных кристаллических сланцев (эклогитизированных) ничтожное, либо он полностью отсутствует. Это является характерным отличием пиропа из кимберлитов, из родственных пиропсодержащих ультраосновных пород и из магматических эклогитов как от альмандина пород архейского комплекса фундамента, так и от гранатов из включений пород эклогитовой фации и эклогитизированных сланцев, состав которых варьирует от граната, близкого к пиропу, до альмандина. В гранатах эклогитов заметно повышается роль кальция, особенно в плагиоклазовых разновидностях (см. табл. 5).

Большое разнообразие наблюдается и в окраске граната — пиропа. По цвету можно выделить следующие основные цветовые разновидности: красные, лиловые, розовые, оранжевые, сиреневые и почти бесцветные.

Таблица 5

кимберлитов и ксенолитов, вес. %

7	8	9	10	11	12	13	14
42,30	41,48	40,52	39,43	40,70	36,49	37,84	40,90
0,08	0,13	0,30	0,23	0,34	Сл.	Сл.	—
22,37	21,60	22,39	21,28	20,41	17,86	22,82	22,81
1,43	1,81	1,73	2,08	0,80	4,06	1,31	—
0,08	—	—	0,06	Сл.	0,02	—	1,48
9,30	11,71	15,25	20,40	8,02	30,52	30,17	13,34
0,18	Не опр.	Не опр.	0,42	0,15	0,32	0,93	—
16,76	12,49	11,28	11,33	4,58	3,24	6,70	16,48
7,36	10,56	9,00	5,13	23,57	6,78	0,60	4,70
—	—	—	0,11	0,73	0,12	—	—
0,30	—	—	—	1,02	—	—	—
100,20	99,78	100,47	100,47	100,32	99,41	100,32	100,04
Бледно-оранжевый	Светло-оранжевый	Светло-оранжевый	Густо-оранжевый	Светло-оранжевый	Красновато-оранжевый	—	Гиацинтово-красный
1,743	1,754	1,762	1,767	1,737—1,747	1,785	1,795—1,802	1,750
11,530	11,571	11,580	11,530	11,693	11,551	—	—

компонентов в гранатах

61,2	47,10	43,0	43,4	17,2	12,3	27,3	60,25
19,0	24,9	32,7	41,7	17,2	67,9	66,9	27,25
0,3	—	—	1,0	0,3	0,6	2,1	—
—	—	—	—	—	—	—	3,9
16,0	23,0	14,8	6,1	63,1	7,0	—	8,6
3,5	5,0	9,5	7,8	2,2	12,2	1,7	—
—	—	—	—	—	—	2,0	—
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

гроссуляр из включения гроссуляр-пироксен-дистеновой породы, трубка Загадочная; 12 — альмандин из включений кристаллического сланца, трубка Удачная; 13 —альмандин из архейских гнейсов Алданского щита [по Лавренко, 1953]; 14 — пироп из трубки Кимберлей, Южная Африка [Wagner, 1909].

Анализы 1—5 и 12 выполнены Г. В. Шевченко, ИГПИ АН УССР (Львов); 6—10— Л. П. Рудиной и Э. А. Колесниковой, Амакинская экспедиция, МГиОН; 11 — В. М. Ковязиной, ВСЕГЕИ (Ленинград).

Между ними существует множество переходных оттенков, но преобладают, как правило, красные тона. Путем полученных кривых спектрального поглощения разноокрашенными зернами пиропа, а также химическими анализами устанавливается, что красные, лиловые и близкие им цвета обусловлены содержанием в нем хрома. При этом интенсивность и густота окраски зависят от количеств последнего [Бобриевич и др., 1959; Гневушев и др., 1958]. В оранжевых гранатах хром либо полностью отсутствует, либо присутствует в ничтожных количествах.

С содержанием хрома связывается также и наблюдаемое в некоторых зернах пиропа явление дихроичности, которое заключается в том, что в естественном свете пироп (подобно александриту) имеет зеленоватую или синевато-зеленую окраску, а при искусственном освещении приобретает лиловый или малиново-розовый цвет. Однако помимо наличия хрома здесь играют роль еще какие-то, пока не выясненные факторы, так как в некоторых пиропах даже с более высокими содержаниями хрома явление дихроичности нередко отсутствует.

Ильменит, как и пироп, присутствует во всех кимберлитовых трубках, однако в отличие от последнего в значительно больших количест-

вах, за исключением трубки Мир и некоторых трубок р. Муна. Он встречается в виде рассеянных в массе кимберлита отдельных зерен и желваков. Изредка, в небольших количествах, ильменит отмечается также во включениях родственных и чуждых кимберлитам пород.

Характерной особенностью ильменита из кимберлитов является сравнительно высокое содержание в нем магнезии (см. табл. 4), в связи с чем его называют пикроильменитом. В данном случае количество окиси магния колеблется от 8,22 до 9,48 %, в то время как в ильмените из траппов оно не превышает 2 %. В составе пикроильменита, кроме того, отмечается присутствие значительных количеств окисного железа. При этом, как показало изучение полированных шлифов в отраженном свете (по данным Г. И. Смирнова), в нем за редким исключением не наблюдается структур распада на твердые фазы: ильменит — гематит или ильменит — магнетит. Однородность строения ильменита была также подтверждена рентгенометрическим анализом. Это позволяет предполагать, что окисное железо входит непосредственно в структуру пикроильменита, изоморфно замещая как двухвалентное железо, так и четырехвалентный титан. Компенсационное влияние входящего в решетку ильменита трехвалентного железа, в связи с его меньшим по сравнению с двухвалентным железом, ионным радиусом приводит к заметному снижению параметров ячейки. Так, для кричтонита, по Дэна [1951], характерны параметры: $a_0 = 5{,}083$, $c = 14{,}04$; с повышением содержания магнезии параметры должны были бы увеличиться (для гейкилита, по Дэна, они равны $a = 5{,}086$, $c = 14{,}093$). В изученных образцах пикроильменита [Бобриевич и др., 1959] параметры колеблются в пределах: $a = 5{,}056$—$5{,}062$, $c = 13{,}80$—$13{,}83$.

В составе пикроильменита (см. табл. 4) в заметных количествах присутствуют такие элементы, как хром и ванадий. Спектральным анализом устанавливается также наличие никеля и кобальта, а в некоторых образцах и ниобия.

Из минералов группы п и р о к с е н а в кимберлитах спорадически встречаются ромбические и моноклинные разновидности. Среди первых установлены энстатит, бронзит и гиперстен, вторые представлены диопсидом (часто диаллагом), хромдиопсидом, авгитом и разновидностью диопсида с жадеитовым компонентом — омфацитом.

Вполне определенно установлено, что в кимберлитах энстатит, бронзит и маложелезистый гиперстен в основном происходят за счет раздробления ультраосновных включений пород (пироксенита, перидотитов, пироксенсодержащих оливинитов и др.). Железистый гиперстен является чуждым кимберлиту минералом и связан с включениями разнообразных кристаллических сланцев «чернокитового» типа, широко распространенных в трубках.

Из моноклинных пироксенов только авгит представляет собой минерал собственно кимберлита (основной массы). Диопсид и хромдиопсид встречаются в обломках из дезинтегрированных включений пород эклогитовой фации, ультраосновных включений и пироксеновых кристаллических сланцев.

Э н с т а т и т в виде самостоятельных выделений встречен в некоторых трубках в виде крупных округлых зерен (6×5 см) с реакционными каймами из эденита. Оптические константы энстатита из кимберлитов: $2V = +82°$, $Ng' = 1{,}606$, $Np' = 1{,}558$, $Ng' - Np' = 0{,}008$. Реакционная кайма состоит из бесцветного амфибола (эденита) с $2V = +78°$, $Ng' = 1{,}666$, $Np' = 1{,}650$, $cNg = 28°$.

Энстатит и бронзит из включений пироксенитов, пироксенсодержащих оливинитов, перидотитов и порфировых перидотитов, магматических эклогитов имеют оптические свойства, близкие к энстатиту из кимберлитов: в энстатитах из кимберлитов $2V = +76°$, $Ng' = 1{,}678$, $Np' = 1{,}668$, $Ng' - Np' = 0{,}010$; из перидотитов $2V = (+)74$—$82°$, $Ng' = 1{,}690$, $Np' = 1{,}680$, $Ng' - Np' = 0{,}010$, что соответствует содержанию железистого компонента ($FeSiO_3$) около 18 % [Соболев В. С., 1950], т. е. мине-

рал относится к бронзиту, а энстатит встречен в порфировых перидотитах: $2V = +78°$, $Ng' = 1{,}672$, $Np' = 1{,}622$, $Ng' - Np' = 0{,}010$, что отвечает содержанию железистого компонента ($FeSiO_3$) около 5 %. В оливинитах иногда присутствует бронзит: $2V = +76°$, $Ng' = 1{,}688$ и $Np' = 1{,}680$, что отвечает содержанию железистого компонента 18 %. Как следует из табл. 6, для энстатита из кимберлита содержание $FeSiO_3$ находится в пределах 6,9—7,7 мол. %, что отвечает составу почти чистого энстатита [Винчелл А. Н., Винчелл Г. В., 1953]. Для него характерно также присутствие таких элементов, как хром, никель, кобальт. Последние, как отмечалось выше, свойственны для пиропа и оливина из ксенолитов гипербазитов, а также из кимберлитов.

Моноклинные пироксены встречаются в кимберлитах большинства трубок — от единичных зерен до заметных количеств. При этом устанавливается прямая зависимость между содержанием моноклинного пироксена в кимберлите и присутствием в последнем включений пироксенсодержащих пород различного генезиса. Отдельные крупные кристаллы диопсида округлой формы достигают величины 7×8 см. Округлая форма свидетельствует, по-видимому, о явлении магматической резорбции и возможном частичном истирании кристалла при движении в канале. Оптические константы диопсида из кимберлитов следующие: $2V = (+)60—62°$, $cNg' = 40—41°$, $Ng' = 1{,}702—1{,}704$, $Np' = 1{,}680$, $Ng'—Np' = 0{,}022—0{,}024$, что соответствует содержанию железистого компонента до 20 %. Для диаллага: $2V = (+)59—64°$, $cNg = 38—40°$, $Ng' = 1{,}704—1{,}708$, $Np' = 1{,}680—1{,}682$, что отвечает содержанию железистого компонента от 20 до 22 % [Винчелл А. Н., Винчелл Г. В., 1953].

Весьма характерен в отдельных трубках хромдиопсид (Загадочная, Дальняя, дайка Алданская). Оптические константы хромдиопсида из кимберлитов: $2V = (+)58—62°$, $cNg' = 40°$, $Ng' = 1{,}702—1{,}706$, $Np' = 1{,}680—1{,}682$, $Ng' - Np' = 0{,}022—0{,}024$, что соответствует содержанию железистого компонента от 20 до 22 %.

Изучение ксенолитов пироксенсодержащих пород показало, что состав моноклинных пироксенов в них хорошо согласуется по оптическим свойствам с моноклинным пироксеном из кимберлитов. Так, для диопсидов из включений ультраосновных пород — пироксенитов, перидотитов, змеевиков, магматических эклогитов оптические константы следующие: $2V = (+)58—60°$, $cNg = 40—41°$, $Ng' = 1{,}702—1{,}706$, $Np' = 1{,}680—1{,}682$, $Ng'—Np' = 0{,}022—0{,}024$, что отвечает содержанию железистого компонента от 20 до 22 %. Приблизительно подобная картина наблюдается и для диопсидов других типов пород включений — кристаллических сланцев, гнейсов, гранатизированных пород и др.

Как видно из табл. 6, в составе диопсида из кимберлита присутствуют те же специфические элементы (хром, никель, кобальт), что и в оливине, гранате — пропе, ильмените, энстатите кимберлитов и гипербазитов. В отличие от пироксенов эклогитов в нем отсутствует жадеитовый компонент, а пониженное содержание железистого компонента резко отличает его от пироксенов траппов и кристаллических сланцев. Повышенное содержание клиноэнстатитового компонента, по-видимому, обязано прорастанием последнего с диопсидом. Состав моноклинных пироксенов из эклогитов довольно сложен, причем диопсидовый компонент доминирует (от 66,6 до 76,5 %). В хромдиопсиде (подобно диопсиду из кимберлитов) также наблюдается повышенное содержание клиноэнстатитового компонента, ранее отмечавшееся Холмсом в хромдиопсиде из эклогита Южной Африки [Holmes, 1937].

Для большинства пироксенов характерно присутствие жадеитового компонента в интервале от 5,1 до 16,7 % для магматических эклогитов и заметно повышенное для метаморфического эклогита (28,8 %) при наличии еще и акмитовой молекулы (10,2 %). Обращает на себя внимание низкое содержание железистого компонента во всех исследованных пироксенах эклогитов (4,1—5,1 % в магматических и 10,2 % в метаморфических эклo-

Таблица 6

Химический состав пироксенов из кимберлитов и ксенолитов, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	54,60	55,06	52,35	51,80	54,42	50,06	53,39	51,66
TiO_2	0,19	0,34	—	0,32	0,28	—	0,30	—
Al_2O_3	0,96	0,40	0,03	Сл.	4,78	0,96	5,78	7,14
Cr_2O_3	0,13	0,138	0,18	0,21	1,31	1,12	0,08	0,11
Fe_2O_3	0,89	7,08	9,11	5,30	3,08	1,40	3,76	5,84
FeO	5,34	1,74	1,17	1,57	1,42	2,48	1,19	1,64
MnO	0,12	0,11	0,02	0,12	0,02	Не опр.	0,02	0,02
NiO	0,08	0,12	0,15	Не опр.	0,08	»	Сл.	0,17
CoO	0,005	Сл.	0,001	»	Сл.	»	»	0,002
MgO	34,98	20,21	18,09	18,31	14,33	16,24	14,26	12,27
CaO	1,15	14,61	18,38	20,82	17,73	19,68	18,74	19,07
Na_2O	0,27	—	0,02	0,31	2,02	1,84	1,82	1,17
K_2O	0,21	—	0,16	0,19	0,52	0,06	0,41	0,51
H_2O^-	0,17	0,48	0,31	0,26	—	1,44	0,10	—
П. п. п.	0,36	—	0,50	0,64	0,52	4,17	0,48	0,81
CO_2	—	—	—	0,50	—	—	—	—
Сумма . . .	99,45	100,29	100,47	100,35	100,51	99,45	100,33	100,41

Окончание табл. 6

Компонент	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	55,24	45,04	53,87	54,09	53,36	51,00	48,82
TiO_2	0,16	0,78	0,39	0,28	0,34	0,63	0,27
Al_2O_3	9,76	10,08	8,16	1,57	9,66	—	1,73
Cr_2O_3	0,06	—	Сл.	2,08	—	Не опр.	Не опр.
Fe_2O_3	6,52	8,38	3,81	0,74	1,69	1,94	7,74
FeO	1,63	2,00	3,17	1,47	5,68	10,40	11,26
MnO	0,01	—	0,02	0,09	—	0,36	0,97
NiO	0,05	—	Не опр.	0,03	—	—	—
CoO	Сл.	—	»	—	—	—	—
MgO	8,32	10,21	9,84	16,96	9,50	15,45	5,88
CaO	13,65	21,08	15,33	21,10	12,18	18,33	22,62
Na_2O	3,28	1,68	4,93	1,37	6,82	—	0,66
K_2O	0,61	0,19	0,38	0,15	—	0,43	Сл.
H_2O^-	0,04	0,23	0,20	0,80	—	0,20	0,32
П. п. п.	0,61	—	0,59	0,22	1,05	1,62	—
CO_2	—	0,61	—	0,26	—	—	—
Сумма . . .	99,94	100,28	100,69	100,64 *	100,50 **	100,36	100,27

Примечание. 1 — энстатит из кимберлита, трубка Новинка (хим. лаб. МГРИ, Москва); 2 — диопсид из кимберлита, трубка Чомур; 3 — диопсид из магматического эклогита, трубка Надежная; 4 — моноклинный пироксен из магматического эклогита, трубка Чомур; 5 — хромдиопсид из магматического эклогита, трубка Русловая; 6 — моноклинный пироксен из магматического эклогита, трубка Мир; 7 — хромдиопсид из магматического эклогита, трубка Мир; 8 — моноклинный пироксен из плагиоклазового эклогита, трубка Зарница; 9 — моноклинный пироксен из эклогита с дистеном, трубка Чомур; 10 — моноклинный пироксен из плагиоклазового эклогита, богатого плагиоклазом, трубка Зарница; 11 — жадеит-диопсид из метаморфического эклогита, рубка Ленинград [Духанин и др., 1958]; 12 — хромдиопсид из «Ягерсфонтейн» [Холмс, 1927]; 13 — жадеит-диопсид из эклогита «Ягерсфонтейн» [Holmes, 1937]; 14 — моноклинный пироксен из среднезернистого траппа, Аламджах [Масайтис, 1956]; 15 — моноклинный пироксен из пироксеновой метаморфизованной породы, Анабар [Рабкин, 1954].

Анализы 2—10 выполнены Ю. В. Шевченко, ИГПИ АН УССР (Львов).

* Входят: SrO — 0,01 %; ZrO_2 — 0,12 %; V_2O_5 — 0,07 %. ** Входит S — 0,22 %.

гитах), что резко отличает их от пироксенов траппов и метаморфических пород со значительным содержанием железистого компонента (32,5 % в траппах и 38,7 % в метаморфических породах). Весьма показательным для пироксенов магматических эклогитов является постоянное присутствие в их составе никеля, кобальта и особенно хрома, содержание которого достигает 2,08 % в хромдиопсидах.

Авгит, присутствующий в неизмененном состоянии в кимберлитах Южной Африки [Williams, 1932; Wagner, 1909], в наших кимберлитах представлен в виде псевдоморфоз карбоната по микролитам его в основной массе. Правда, есть указание на единичные находки свежего авгита в кимберлитах р. Оленек, однако нигде более не подтвердившиеся.

Флогопит в виде рассеянных пластинчатых зерен и тонких чешуек в основной (связующей) массе наблюдается во всех кимберлитовых трубках, однако в очень незначительных количествах, и поэтому в целом исследованные кимберлиты бедны слюдой. Исключение составляют только трубка Загадочная и ряд даек лампрофирового облика. Форма зерен флогопита обычно пластинчатая, реже бочонковидная с округло-овальными очертаниями. Краевые части кристаллов слюды, как правило, сильно корродированы и нередко с темно-бурым припаем сильно измененного вещества. Размеры чешуек варьируют от 0,5—0,8 мм до 1—2 см, а чешуйки в основной массе кимберлитов базальтового облика и связующей массе брекчий и туфов не превышают 0,1—0,5 мм. Цвет слюды желтовато-коричневый, золотисто-светло-коричневый с плеохроизмом: по Ng — буровато-оранжевая окраска, по Np — соломенно-желтая до бесцветной. Однако отмечается слюда и с обратной схемой абсорбции: по Ng — бесцветная, по Np — светло-красноватая (иногда оранжевая); $2V$ = от 0 до +5°, показатель преломления по Nm = 1,558—1,556. Наблюдения показывают, что в кимберлитах присутствуют две генерации слюды — первая в виде крупных округло-овальных корродированных кристаллов, вторая — в форме чешуек в основной массе кимберлитов, нередко с флюидальным расположением, наряду с моноклинным пироксеном (микролитами авгита). Вторичный флогопит в кимберлитах развивается обычно по трещинам в породе и отдельным минералам и образует хорошо выраженные псевдогексагональные таблитчатые кристаллы.

Перовскит в незначительных количествах отмечается во всех трубках, но повышенные содержания его наблюдаются, как упоминалось выше, в трубках НИИГА-1, Маршрутная, Дальняя, Полярная, Зарница, Чомур и др. Идиоморфные зерна перовскита имеют размер порядка 0,02—0,2 мм. Рассеян в основной массе кимберлитов и образует своеобразные каймы вокруг резорбированных зерен ильменита. Особенно обилен перовскит в обломках магматических кимберлитов. Спектральным анализом в перовските из кимберлита трубки Зарница, помимо главных элементов Ca и Ti, устанавливается присутствие Mg и Nb, а также Fe^{2+}.

Апатит встречается в кимберлитах редко и наиболее характерен для разновидности переходного вида (Новинка), где он развивается в основной массе породы. Форма зерен неправильная, изометричная, иногда шестоватая. Показатели преломления: Ng = 1,642, Np = 1,638.

Монтичеллит был обнаружен в кимберлите дайки, а также во включении магматического кимберлита из трубки Новинка. В обоих случаях он слагает тонкозернистую основную массу пород. Показатели преломления соответственно равны: Ng' = 1,670, Np' = 1,660, $Ng' - Np'$ = = 0,010, $2V$ = (—)75—76 °. Частично монтичеллит замещается кальцитом и серпентином.

Вторичные минералы широко развиты в кимберлитах благодаря довольно интенсивному изменению последних. Из них первостепенное значение имеет серпентин, который является главной составной частью всех изученных кимберлитов. В серпентиновую массу как бы погружены вкрапленники оливина, граната, хромита, флогопита и других минералов. Кроме того, в ряде месторождений отмечается присутствие мета-

коллоидных образований серпофита, а в Зарнице в зоне выветривания кимберлитов встречен керолит. В некоторых кимберлитах наблюдается развитие хлорита и вермикулита (Загадочная).

Наряду с силикатами магния во всех разновидностях сибирских кимберлитов широко распространены карбонаты. Они пропитывают серпентинизированную основную связующую массу кимберлита, а также образуют самостоятельные выделения в виде линзочек, гнезд и прожилков. Наиболее развит кальцит. Магнетит не был встречен. Доломит неоднократно отмечался в виде мельчайших зерен, замещающих совместно с кальцитом и серпентином оливин. В виде отдельных корочек доломит был встречен в зоне выветривания кимберлитов трубки Удачная. В ряде трубок кроме кальцита отмечаются арагонит и стронцианит. На месторождении Удачная были обнаружены тонкие корочки малахита и азурита.

В трубках Зарница и Удачная были встречены сульфаты — целестин, барит, гипс, а во всех трубках отмечается пирит. В единичных случаях встречены мелкие выделения пирротина, сфалерита и миллерита в трубке Удачная, пирротина, сфалерита и галенита — в трубке Мир и халькопирита — в трубке Начальная. Весьма широко распространен в кимберлитах магнетит в виде рассеянных пылевидных частиц в серпентине основной и связующей массы; иногда магнетит образует крупные стяжения в виде гнезд, прожилков, друз кристаллов.

В некоторых кимберлитовых брекчиях и туфах отмечается интенсивное окварцевание (Москвичка, Мир). Кварц в виде мелких призматических кристалликов нарастает на псевдоморфозы по оливинам, образуя крустификационные структуры и нередко целиком пропитывая связующую массу. Характерны жеоды, выполненные друзовым агрегатом бледно-фиолетового аметиста. В локализованных участках интенсивного окремнения кимберлитов, иногда в ассоциации с кварцем и кальцитом, наблюдаются колломорфные выделения бесцветного и голубоватого халцедона.

Наконец, гидроокислы железа распространены во всех кимберлитовых трубках, особенно в верхних горизонтах брекчиевидных кимберлитов, окрашивая их в красно-бурые тона.

Таким образом, процесс минералообразования кимберлитов можно разделить на три основных этапа.

Первый этап характеризуется кристаллизацией в магматическом очаге таких минералов, как алмаз, оливин первой генерации, гранат — пироп и, по-видимому, пикроильменит. Сравнительно крупные размеры этих минералов, придающие породе порфировый облик, свидетельствуют об относительно спокойной обстановке, благоприятной для их роста. Одновременная их кристаллизация доказывается, например, включением в алмазе идиоморфных зерен таких минералов, как пироп и оливин.

Второй этап минералообразования связан с резким изменением физико-химических условий в связи с поднятием магмы в верхние горизонты земной коры по трещинам. В этих условиях происходила кристаллизация основной массы кимберлитов с образованием оливина второй генерации, моноклинного пироксена (авгита), перовскита, флогопита, апатита и монтичеллита.

И наконец, третий этап минералообразования обусловлен вторичными процессами, изменившими в той или иной степени первоначальный состав кимберлитов.

Для всех минералов, образовавшихся в магматическом очаге, характерны повышенная магнезиальность и присутствие таких элементов, как хром, никель, кобальт, а в некоторых из них — ничтожных количеств меди, т. е. элементов пород ультраосновной формации.

ПЕТРОГРАФИЯ КСЕНОЛИТОВ В КИМБЕРЛИТАХ

Разнообразные ксенолиты, играющие такую большую роль в кимберлитовых телах, по петрографическому характеру могут быть разделены на пять групп: 1) ксенолиты ультраосновных пород, принесенные кимберли-

тами с больших глубин, вероятно, из области развития самого магматического очага, 2) ксенолиты эклогитов, 3) ксенолиты кристаллических сланцев, несомненно, захваченных при взрыве из архейского комплекса, 4) ксенолиты основных пород — сибирских траппов и 5) ксенолиты осадочных пород. Ксенолиты четвертой и пятой групп полностью захвачены из прорванных кимберлитами толщ выше кристаллического основания. В данной главе приводится петрографическое описание ксенолитов и кратко рассматриваются некоторые генетические вопросы.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Ксенолиты ультраосновных пород представлены довольно разнообразными по минералогическому составу и структуре разновидностями и в то же время имеющими некоторые характерные общие черты, к которым прежде всего относится низкая железистость фемических минералов. Особо следует подчеркнуть широкое распространение ультраосновных пород, содержащих гранат, близкий к чистому пиропу, что является редкостью для гипербазитов вообще и в то же время характерно для ксенолитов гипербазитов как в Якутии, так и в разных районах Африки.

Ксенолиты гранатовых гипербазитов в настоящее время обнаружены далеко не во всех трубках, что отчасти, однако, может быть связано с их значительной измененностью и степенью детальности исследования. Особенно характерны эти породы для трубок Мир, Удачная, Обнаженная и Русловая. Наиболее распространены содержащие оливин ультраосновные породы, которые по количеству этого минерала варьируют от настоящих оливинитов — пород с резким преобладанием оливина — через типичные перидотиты к породам, которые могут быть названы оливиновыми пироксенитами.

Структура оливинита приближается к панидиоморфнозернистой и нередко порфировидной благодаря крупным зернам пиропа. Оптические свойства оливина: $2V$ = от $+84$ до $\pm 90°$, $Ng' = 1{,}680—1{,}703$, $Np' = 1{,}650—1{,}674$. Эти данные, по Винчеллу, отвечают низкому содержанию железистого компонента — от 5 до 15 % (в редких случаях — оливиниты без пиропа), что согласуется с химическими анализами пород. Как отмечено выше, в этих же пределах находится и состав оливина самих кимберлитов.

Гранат присутствует в породе в различном количестве: встречаются оливиниты с существенным содержанием граната, без граната. Гранат обычно имеет малиновый цвет и в некоторых случаях характеризуется своеобразным дихроизмом, соответствующим александритовому эффекту: темно-зеленый до синего оттенок при дневном свете и малиновый при вечернем. Гранаты оливинитов и перидотитов имеют низкий показатель преломления, колеблющийся обычно от $1{,}735 \pm 0{,}002$ до $1{,}743 \pm 0{,}002$, что по таблицам Винчелла отвечает содержанию порядка 65—70 % пиропового компонента. Характерна также повышенная константа кристаллической решетки, $a = 11{,}500—11{,}535$, что связано со значительным содержанием кальциевого компонента. Химические анализы гранатов из ультраосновных пород (см. табл. 5) показывают, что здесь действительно пироповый компонент преобладает при содержании альмандинового компонента 10—15 % и кальциевых компонентов около 10 %. Характерно также высокое содержание хрома, пересчитанного на уваровит.

Из акцессорных минералов в оливинитах отмечены зерна хромшпинелидов.

По степени изменения мы имеем все переходы от ксенолитов с хорошо сохранившимся оливином, который пересечен лишь отдельными жилками серпентина (рис. 11), вплоть до пород, полностью серпентинизированных и, наконец, окварцованных ксенолитов, впервые описанных из трубки Мир, когда еще отсутствовал материал менее измененных пород. В окварцованных ксенолитах только реликты структуры позволили угадывать



Рис. 11. Включение оливина в кимберлите трубки Обнаженная. Типичная петельчатая структура. В ядрах — неизмененный оливин. Ув. 25, без анализатора.



Рис. 12. Включение оливина в кимберлите трубки Чомур. Графическая структура, обусловленная закономерным срастанием шпинели (черное) с ромбическим пироксеном. Ув. 25, без анализатора.

их первичную природу, которая в дальнейшем подтвердилась находками типичных гипербазитов. Степень изменения ксенолитов связана с общей измененностью кимберлита, включающего ксенолит. Почти во всех ксенолитах оливинитов в качестве незначительной примеси встречаются моноклинный и ромбический пироксены, иногда находящиеся в закономерном срастании со шпинелью (рис. 12). При повышении содержания пироксенов породы переходят к типичным перидотитам.

Структура перидотитов обычно гипидиоморфно-зернистая за счет относительного идиоморфизма оливина, в гранатовых перидотитах также порфировидная (рис. 13). Оливин и гранат по своим свойствам не отли-

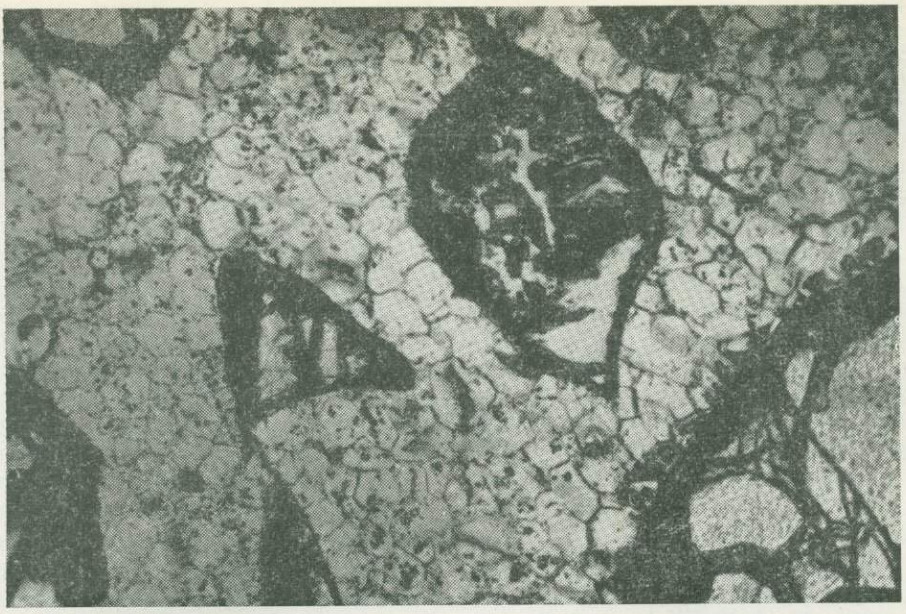


Рис. 13. Включение порфиритового перидотита в кимберлите трубки Удачная. Видна часть крупного зерна пиропа в келифитовой кайме. В центре — угловатые зерна оливина и моноклинного пироксена. Основная масса сложена агрегатом зерен серпентинизированного оливина. Ув. 20, без анализатора.



Рис. 14. Включение пороксенита в кимберлите трубки Чомур. В зерно моноклинного пироксена по спайности проникает гранат — пироп (черные параллельные полосы). Ув. 25, николи +.

чаются от тех же минералов оливинитов. Моноклинный и ромбический пироксены встречаются в переменных соотношениях, так что наблюдаются все разновидности — от гарцбургитов через лерцолиты до верлитов. Встречаются также перидотиты с содержанием роговой обманки — типа кортландитов.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	41,10	41,22	38,30	39,702	40,855	39,90	40,12
TiO_2	0,01	Сл.	0,32	0,272	0,10	0,02	Сл.
Al_2O_3	1,00	0,82	1,05	0,928	0,77	1,20	0,67
Cr_2O_3	0,65	Не опр.	0,36	0,067	0,211	0,005	0,68
Fe_2O_3	6,50	0,50	3,84	5,120	2,65	8,01	0,68
FeO	2,02	7,28	5,16	4,437	6,505	1,50	6,05
NiO	Не опр.	0,10	0,34	0,265	0,287	0,10	0,07
CoO	»	Не опр.	0,0006	0,008	0,0051	Не опр.	0,003
MnO	0,08	—	0,16	0,08	0,115	0,10	0,10
MgO	43,50	50,27	44,68	40,185	41,975	43,00	42,63
CaO	1,21	Сл.	0,77	1,732	1,39	0,76	0,70
Na_2O	0,10	—	0,07	0,14	0,10	0,12	0,07
K_2O		—	0,08	0,18	0,07	—	0,08
H_2O^-	0,50	0,04	0,59	—0,952	0,985	1,64	0,58
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	0,05	0,047	0,02	Не опр.	0,01
V_2O_5	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	Не опр.
SrO	»	»	»	»	»	»	»
BaO	»	»	»	»	»	»	»
H_2O^+	3,50	Сл.	4,13	5,837	4,115	3,50	2,15
ZrO_2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cl	»	»	»	»	»	»	»
F	»	»	»	»	»	»	»
S	»	»	»	»	»	»	»
CO_2	»	»	»	»	»	»	»
Сумма . . .	100,17	100,23	99,90	99,952	100,156	99,85	100,59

Моноклинный пироксен перидотитов, судя по оптическим константам, также относится к разностям, сравнительно бедным железом: $2V = (+)58—66°$, $cNg = 38—41°$, $Ng' = 1{,}698—1{,}710$, $Np' = 1{,}672—1{,}684$. По таблицам Винчелла, для ряда диопсид — геденбергит показатели преломления отвечают содержанию железистого компонента — 15—22 %, но эта цифра, вероятно, в действительности ниже, так как в пироксене должно присутствовать окисное железо, сильно повышающее показатель преломления.

В отличие от почти не измененных зерен моноклинного пироксена ромбический пироксен всегда в той или иной степени разрушен и замещен баститом или иддингситом. Оптические свойства обычно отвечают бронзиту: $2V = (+)76—82°$, $Ng' = 1{,}688$, $Np' = 1{,}672$, что дает содержание железистого компонента около 15 % [Соболев В. С., 1950]. В отдельных случаях также встречается более железистый ромбический пироксен с $Ng' = 1{,}704$.

По сравнению с породами, богатыми оливином, значительно реже встречаются включения пироксенитов, отмеченные в трубках Удачная, Мир, Чомур и в единичных находках в трубках Надежная и Обнаженная. Большей частью в этих породах преобладает моноклинный пироксен. Однако встречаются и пироксениты, богатые ромбическим пироксеном, вплоть до чистых бронзититов. Оптические константы пироксенов не отличаются от описанных выше.

Гранат содержится в перидотитах в различных количествах, так что намечаются все переходы от перидотитов, не содержащих гранатов, к породам, которые могут быть названы оливиновыми эклогитами. Отмечены явления замещения моноклинного пироксена уралитовой роговой обман-

Таблица 7

пород включений, вес. %

8	9	10	11	12	13	14	15
41,65	51,68	48,79	49,05	41,148	40,91	44,77	46,00
0,09	0,06	0,25	0,33	0,632	0,45	0,55	0,06
2,26	2,96	5,60	7,29	9,974	13,36	0,84	2,78
0,21	1,30	1,151	0,086	0,076	0,523	0,14	0,31
4,18	2,45	4,87	3,85	5,894	8,07	1,70	1,91
3,10	2,77	6,17	6,21	6,408	5,48	3,99	5,07
0,40	0,12	0,06	0,05	0,033	0,13	0,27	0,24
Не опр.	Не опр.	0,0009	—	Не опр.	0,0031	Не опр.	Не опр.
0,09	0,10	0,08	0,19	0,15	0,20	0,10	0,12
38,66	34,58	17,31	16,24	20,204	20,42	40,04	38,86
2,50	1,57	14,46	14,54	7,704	6,56	1,76	1,88
0,24	0,60	0,35	0,86	1,112	0,54	0,12	0,19
0,28	0,33	0,05	0,04	0,486	0,24	0,94	0,34
0,75	0,53	0,43	0,31	0,742	0,71	0,56	0,31
0,05	—	0,04	0,01	0,058	0,08	—	—
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,10	0,03
»	»	»	»	»	»	Сл.	—
»	»	»	»	»	»	»	—
5,52	2,09	1,71	1,12	5,642	3,12	4,07	2,28
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,20	—
»	»	»	»	0,050	»	0,03	Сл.
»	»	»	»	0,044	»	0,02	0,01
»	»	»	»	Не опр.	»	0,10	0,03
»	»	»	»	»	»	0,50	0,09
99,98	101,14	100,32	100,18	100,359	100,79	100,79	100,51

кой. В одном случае наблюдалось проникновение граната—пиропа по трещинам спайности и отдельности в моноклинном пироксене (рис. 14).

В пироксенитах, состоящих существенно из ромбического пироксена, главную роль играет энстатит. Подобные включения весьма характерны для трубки Удачная и отличаются крупнозернистым строением и исключительной свежестью. В массе пироксена равномерно распределены зерна пиропов малинового цвета.

Структура породы панидиоморфнозернистая, крупнозернистая. Ведущий минерал — энстатит — обладает следующими оптическими константами: $2V = +76°$, $Ng' = 1{,}678$, $Np' = 1{,}668$, $Ng' - Np' = 0{,}010$. Нередко в зернах энстатита включены мелкие зернышки граната — пиропа, а иногда последний образует ксеноморфные выделения в промежутках между зернами энстатита.

Несколько более железистые ромбические пироксены были встречены в трубке Чомур, где они представлены бронзитами: $2V = (+)80—87°$, $Ng' = 1{,}686$, $Np' = 1{,}676$, что отвечает содержанию железистого компонента около 15 % [Соболев В. С., 1950].

Наряду с описанными пироксенитами были встречены разновидности с существенным содержанием флогопита, что позволило отнести их к слюдяным пироксенитам.

Совместно с пироксенитами в некоторых трубках (Удачная, Чомур) встречаются мономинеральные крупнокристаллические породы типа горнблендитов, состоящие существенно из роговой обманки, близкой к эденитy. Кроме характера роговой обманки они отличаются от амфиболитов отсутствием сланцеватости и полевых шпатов. Роговая обманка почти бесцветна; $2V = (+)84—84°$, $cNg = 22—25°$, $Ng' = 1{,}674—1{,}692$, $Np' =$

Компонент	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO_2	45,57	50,41	42,80	40,65	43,95	52,33	40,49	54,63
TiO_2	0,03	0,48	1,62	0,11	0,10	0,10	0,02	0,36
Al_2O_3	1,43	4,98	10,55	1,25	4,82	3,54	0,86	2,39
Cr_2O_3	0,14	—	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	1,30	2,75	6,62	2,53	2,20	2,61	2,84	1,71
FeO	4,42	7,42	9,16	6,15	6,34	5,19	5,54	7,07
NiO	0,28	—	—	—	—	—	—	—
CoO	Не опр.	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,09	0,17	0,24	0,18	0,19	0,15	0,16	0,14
MgO	42,75	18,07	12,48	42,36	36,81	23,92	46,32	30,30
CaO	0,02	14,26	11,67	1,29	3,57	10,29	0,70	2,20
Na_2O	—	0,48	1,89	0,29	0,63	0,43	0,10	0,45
K_2O	0,04	0,20	1,00	0,13	0,21	0,35	0,04	0,11
H_2O^-	0,40	0,10	—	—	—	—	—	0,01
P_2O_5	—	0,09	0,24	0,04	0,10	0,06	0,05	0,12
V_2O_5	0,01	Не опр.	—	—	—	—	—	—
SrO	—	»	—	—	—	—	—	—
BaO	—	»	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	3,53	0,92	1,73	5,02	1,08	1,03	2,88	0,52
ZrO_2	—	Не опр.	—	—	—	—	—	—
Cl	0,03	»	—	—	—	—	—	—
F	—	»	—	—	—	—	—	—
S	0,03	»	—	—	—	—	—	—
CO_2	0,09	»	—	—	—	—	—	—
Сумма ...	100,16	100,33	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. 1 — дунит из трубки Удачная; 2 — оливинит из трубки Заполярная; 3 — оливинит из трубки Обнаженная; 4 — оливинит из трубки Чомур (среднее из 4 анализов); 5 — оливинит из трубки Русловая (среднее из 2 анализов); 6 — оливинит из трубки Мир; 7 — гарцбургит (саксонит) из трубки Чомур; 8 — лерцолит из трубки Чомур; 9 — энстатитит из трубки Удачная; 10 — вебстерит из трубки Чомур; 11 — вебстерит из трубки Надежная; 12 — горнблендит из трубки Удачная (среднее из 5 анализов); 13 — горнблендит из трубки Чомур; 14 — гарцбургит из Вессельтона [Holmes, 1937]; 15 — лерцолит из Вессельтона [Holmes, 1937б]; 16 — саксонит из Балтфонтейна [Holmes, 1937б] ..17 — вебстерит из Анабара (по Рабкину); 18 — средний состав горнблендита по Р. Дели; 19 — средний состав гарцбургита (саксонита) по Р. Дели; 20 — средний состав лерцолита по Р. Дели; 21 — средний состав вебстерита по Р. Дели; 22 — средний состав дунита по Р. Дели; 23 — средний состав бронзитита по Р. Дели [Заварицкий, 1950].

Анализы 1—13 выполнены аналитиками Ю. В. Шевченко и Б. М. Туркевич, ИГПИ АН УССР (Львов), Л. П. Рудиной и Э. Колесниковой, Амакинская экспедиция, МГиОН (с. Нюрба).

= 1,650—1,670. Местами присутствует также зеленая и реже бурая роговая обманка. В небольшом количестве в этих породах наблюдаются также моноклинный пироксен, ромбический пироксен и пироп.

Интересную группу включений, примыкающих к ультраосновным породам, представляют собой породы, состоящие главным образом из флогопита (рис. 15), известные из Южной Африки под названием глиммеритов. Почти всегда в них присутствует оливин, а также в незначительных количествах встречаются энстатит, ильменит и магнетит. Иногда магнетит или ильменит играют существенную роль и развиваются в промежуточках между чешуйками слюды, так что породы приобретают сидеронитовую структуру. Флогопит часто зонален, причем в краях наблюдается обратная схема абсорбции, а в центре чешуек нормальная (рис. 16).

В кимберлите трубки Русловая были встречены включения, одно из которых состояло из флогопита и перовскита приблизительно в равных количествах, а другое из флогопита и апатита.

В табл. 4—6 приведены химические анализы важнейших минералов ультраосновных пород включений, а в табл. 7 — самих пород. Для сравнения приведены составы аналогичных пород по Р. Дели.



Рис. 15. Включение слюдита в кимберлите трубки Удачная. Лампрофировая структура. Вытянутые лейсты и идиоморфные таблички флогопита зонального строения; в промежутках между ними развит серпентин. Внизу видны идиоморфные кристаллы хромита (черное). Ув. 20, без анализатора.

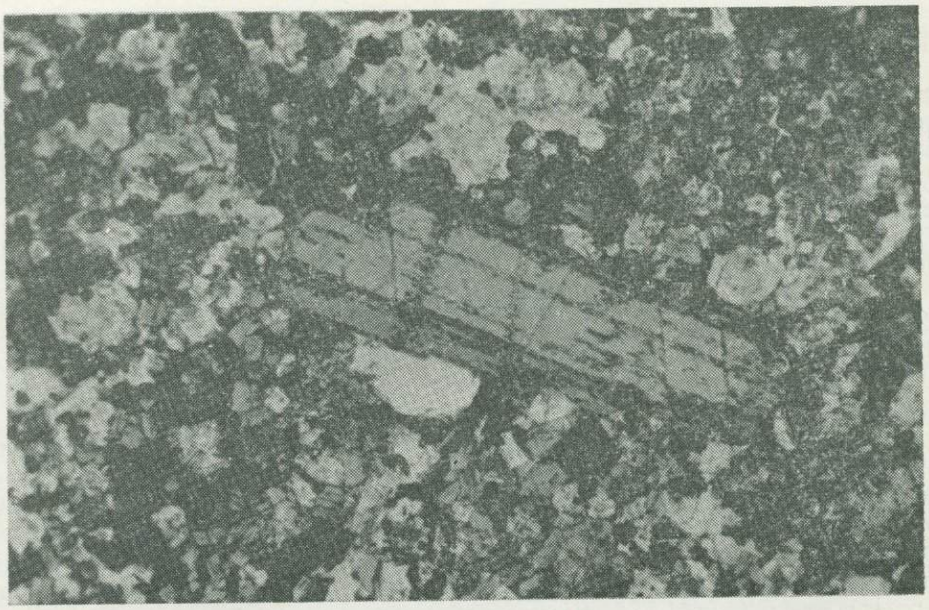


Рис. 16. Включение флогопитовой породы. В центре — зональный вкрапленник флогопита (трубка Удачная). Ув. 20, без анализатора.

КСЕНОЛИТЫ ЭКЛОГИТОВ

Ксенолиты эклогитов в кимберлитах занимают особое положение. По составу слагающих их минералов они, с одной стороны, имеют несомненную генетическую связь с глубинными ультраосновными породами, причем были даже найдены включения с переслаиванием перидотита и эклогита, и, с другой — явно тяготеют к метаморфическим кристаллическим сланцам архейского фундамента.

Промежуточным звеном между ними являются ксенолиты эклогитов с алмазом, которые, однако, по составу железистого граната резко отличаются от эклогитов первого типа и как бы приближаются к эклогитам второго типа. Несмотря на указанное сходство, присутствие в ксенолите эклогита алмаза заставляет предполагать, что данная порода образовалась при более высоких давлениях, чем те, которые достигаются при обычном метаморфизме, и принесена магмой также с больших глубин, хотя и с более высокого горизонта, чем гранатовые перидотиты.

Большую группу ксенолитов пород эклогитовой фации составляют так называемые плагиоклазовые эклогиты, в которых наряду с гранатом и моноклинным пироксеном обычно присутствует кислый плагиоклаз, хотя имеются все переходы как к бесполевошпатовым эклогитам, так и к типичным кристаллическим сланцам архейского комплекса через гранитизированные (эклогитизированные) породы.

Весьма интересны также ксенолиты породы, состоящей из гроссуляра, моноклинного пироксена и дистена. Эта порода относится к фации эклогитов, так как появление парагенезиса дистен — гроссуляр вместо обычного дистен — анортит, несомненно, связано с теми же особенностями условий образования, что и для эклогитов, т. е. с высоким давлением.

Ксенолиты типичных бесполевошпатовых эклогитов, состоящих только из гранат — пиропа и моноклинного пироксена (рис. 17), встречены во многих трубках, но особенно характерны они для трубок Обнаженная, Зарница и Мир. Включения их имеют размеры от нескольких миллиметров до 30—40 см и характеризуются сглаженной поверхностью, иногда напоминают гальки. Наряду с разновидностью эклогита с обычным для него пироксеном (диопсидом) встречены эклогиты с хромдиопсидом и пиропом, обладающим дихроичностью, а также оливиновые эклогиты, примыкающие к гранатовым перидотитам.

Структура пород гранобластовая, порфиробластовая, крупнозернистая. Главные минералы — пироп и моноклинный пироксен — находятся в тесном срастании и нередко дают диабластовые структуры (рис. 18).

Моноклинный пироксен обладает следующими оптическими константами: $2V = (+)68—72°$, $Ng = 36—38°$, $Ng' = 1{,}704$, $Np' = 1{,}682$, $Ng' — Np' = 0{,}022$, что отвечает содержанию железистого компонента около 10 % [Винчелл А. Н., Винчелл Г. В., 1953].

Отмеченный в некоторых ксенолитах эклогитов хромдиопсид имеет: $2V = +58°$, $cNg = 40°$, $Ng' = 1{,}702—1{,}704$, $Np' = 1{,}678—1{,}680$, $Ng' — Np' = 0{,}024$, что отвечает содержанию железистого компонента около 20 %. Эта цифра, несомненно, завышена за счет хрома и трехвалентного железа.

Гранат отличается ксеноморфным обликом и нередко образует причудливой формы зерна, развитые в промежутках между зернами пироксена. Отмечены крупные порфиробласты граната с включениями игольчатого высокодвупреломляющего минерала с углом погасания до 20°. Расположение иголок закономерное с углом сопряжения до 60°, что очень напоминает сагенитовую решетку. Показатель преломления граната колеблется от 1,725 до 1,765. В одном образце эклогита был встречен пироп с дихроичными свойствами, обусловленными повышенным содержанием хрома.

Интересно отметить, что гранаты из эклогитов, связанных с ультраосновными включениями, обычно имеют фиолетово-красные тона и обладают повышенным содержанием окиси хрома (см. табл. 5). Оранжевые гранаты из эклогитов, близких к метаморфическим разновидностям, содержат хром в ничтожных количествах, что резко выделяет их из хромсодержащих эклогитов и сближает с плагиоклазовыми эклогитами метаморфического происхождения (см. табл. 5).

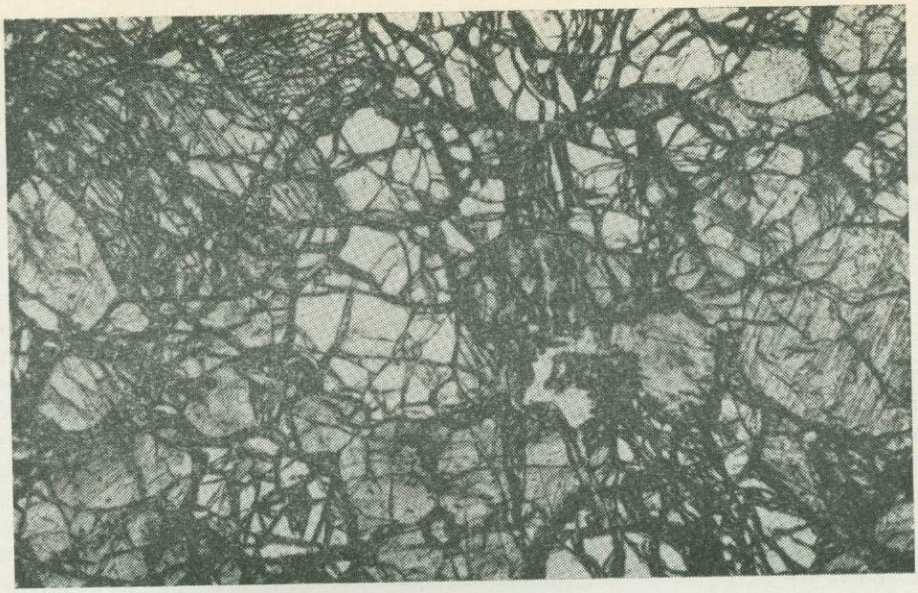


Рис. 17. Включение эклогита в кимберлите трубки Удачная. Тесное срастание зерен моноклинного пироксена (со спайностью) и граната — пиропа. Гранобластовая структура. Ув. 15, без анализатора.

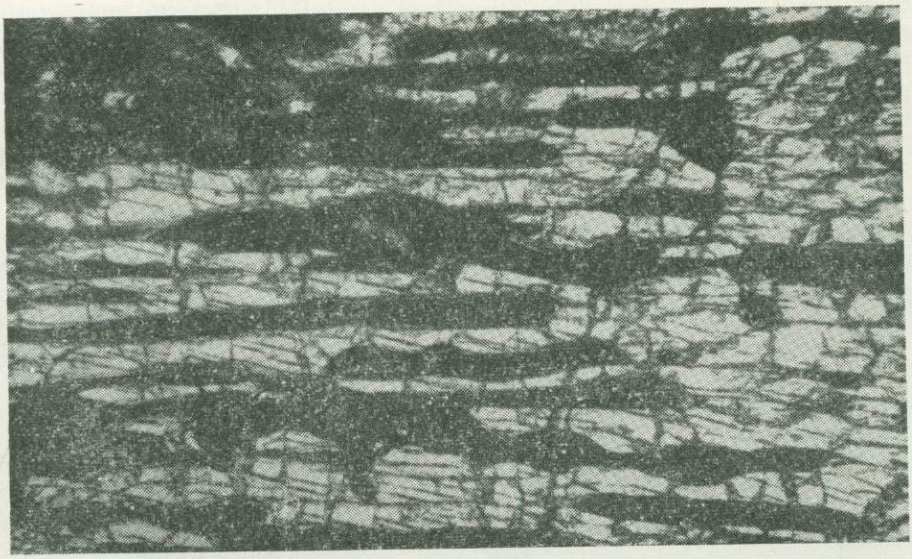


Рис. 18. Эклогит. Диабластовая структура. Вростки граната — пиропа (черное) в зерне моноклинного пироксена (трубка Чомур). Ув. 25, николи +.

Особый интерес представляют находки эклогитов, содержащих графит, который располагается по направлению сланцеватости породы.

Эклогиты в различной степени подвержены вторичным изменениям, выражающимся главным образом в развитии серпентина и хлоритоподобного минерала по сети трещин в пироксене и гранате. Последний нередко по трещинам замещается флогопитом, а иногда окружен тонкой келифитовой оболочкой из темно-зеленого агрегата, по-видимому, амфиболового состава.

Гроссуляр-пироксен-дистеновые породы (гроспидиты)

Ксенолиты данных пород встречены в трубках Загадочная, Долгожданная и Зарница. Макроскопически — это округлой формы желваки серовато-зеленого цвета, на фоне которого выделяются желто-оранжевые зерна граната и голубоватые кристаллики дистена. Структура породы — нематогранобластовая, порфиробластовая, пойкилобластовая, от среднедо крупнозерной. Главные минералы — гранат, дистен и моноклинный пироксен. Изредка встречаются рутил и сапфир.

Гранат светло-оранжевого цвета в крупных трещиноватых порфиробластах с включениями кристаллов дистена, с показателем преломления $N = 1{,}737—1{,}747$. В одном образце совместно со светло-оранжевой разновидностью присутствует светло-розовый гранат с $N = 1{,}765 \pm 0{,}002$. Состав граната (см. табл. 5) относится к гроссуляру, который, однако, отличается от обычного гроссуляра повышенным содержанием альмандинового и пиропового компонентов, составляющих в сумме почти 35 %. Размер элементарной ячейки граната $a_0 = 11{,}693 \pm 0{,}002\ kX$.

Моноклинный пироксен представлен крупными грубостолбчатыми зернами с включениями кристалликов дистена иногда с закругленными гранями. $2V = (+)70—72°$, $cNg = 36—38°$, показатели преломления соответственно равны: $Ng' = 1{,}699$, $Np' = 1{,}674$, $Ng' — Np' = 0{,}022$. Химический анализ пироксена показал содержание в нем 3,16 % Na_2O, который входит в жадеитовую молекулу и отражается на увеличении $2V$ и уменьшении cNg в сравнении с обычным диопсидом.

Весьма характерный для этих пород дистен образует идиморфные, а нередко и S-образно изогнутые кристаллы. Показатели преломления дистена: $Ng = 1{,}728 \pm 0{,}002$, $Np' = 1{,}713 \pm 0{,}002$. Правильность определения дистена подтверждена химическими анализами.

Порода в значительной степени изменена вторичными процессами, замещающими моноклинный пироксен желто-зеленоватым и буроватым хлоритоподобным веществом, а дистен глинистыми минералами каолиновой группы.

Рассмотренная порода обладает двумя особенностями: необычным составом граната и необычным парагенезисом дистена с кальциевым гранатом и моноклинным пироксеном. Как видно на построенной парагенетической диаграмме (рис. 19), здесь мы имеем гранат предельного состава для данных условий T и P, а вероятно, и предельный состав вообще. Все точки, отвечающие трем химическим анализам пород, попали на диаграмме в соответствующее поле (поле 5).

Таким образом, мы здесь имеем новый тип метаморфической породы, относящейся к фации эклогитов, достаточно широко распространенный в виде включений в кимберлите. Своеобразие данной породы и большой интерес, какой она представляет с генетической точки зрения, дает нам основание предложить для нее новое специальное название—гроспидит, которое уже само отражает ее минералогический состав.

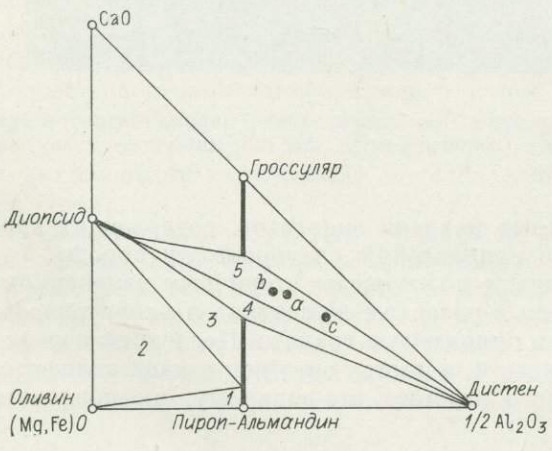


Рис. 19. Парагенетическая диаграмма пород эклогитовой фации при недосыщенности SiO_2 (возможен корунд).

1 — гранатовые оливиниты; *2* — гранатовые перидотиты; *3* — эклогиты; *4* — дистеновые эклогиты; *5* — гроспидиты; *a* — *c* — точки анализов пород.

В изученных трубках наиболее распространены породы, которые наряду с гранатом и моноклинным пироксеном обычно в значительном количестве содержат плагиоклаз, т. е. уже не могут быть названы типичными эклогитами (рис. 20). Макроскопически — это светло-серые породы, богатые красно-оранжевым гранатом. Нередко наблюдается слоистая текстура, причем отдельные слои обогащены гранатом и пироксеном. В неизмененных породах плагиоклаз обладает стеклянным блеском, в разрушенных — каолинизирован, иногда полностью.

Структура породы гранобластовая, иногда до порфиробластовой, с размером зерен до 5 мм. Наряду с гранатом, моноклинным пироксеном и плагиоклазом обычно присутствуют скаполит, калиевый шпат, а в некоторых случаях также роговая обманка и биотит. Разности, богатые роговой обманкой, всегда содержат полевой шпат и должны быть выделены в особый тип. Особую группу составляют также породы, содержащие дистен. Из акцессорных минералов присутствуют рутил, циркон и апатит.

Плагиоклаз в породе сравнительно кислый — от олигоклаза № 28 до андезина № 42, и лишь в одном случае был обнаружен лабрадор № 59 (все определения на федоровском столике). Наряду с альбитовыми двойниками существенную роль играют периклиновые двойники. В зернах плагиоклаза нередко присутствуют характерные веретенообразные включения калиевого полевого шпата. В отдельных ксенолитах наряду с плагиоклазом наблюдается калиевый полевой шпат пертитового строения.

Местами плагиоклаз срастается со скаполитом и, по-видимому, замещается последним. Скаполит относится к средним разностям и характеризуется следующими константами: $Ng' = 1{,}582$, $Np' = 1{,}561$, что соответствует содержанию мейонитового компонента около 55 %.

Моноклинный пироксен макроскопически зеленый, различных оттенков, до зелено-черного. $2V = (+)60—66°$, $cNg = 42—45°$, $Ng' = 1{,}706—1{,}712$, $Np' = 1{,}680—1{,}690$, $Ng' — Np' = 0{,}024$.

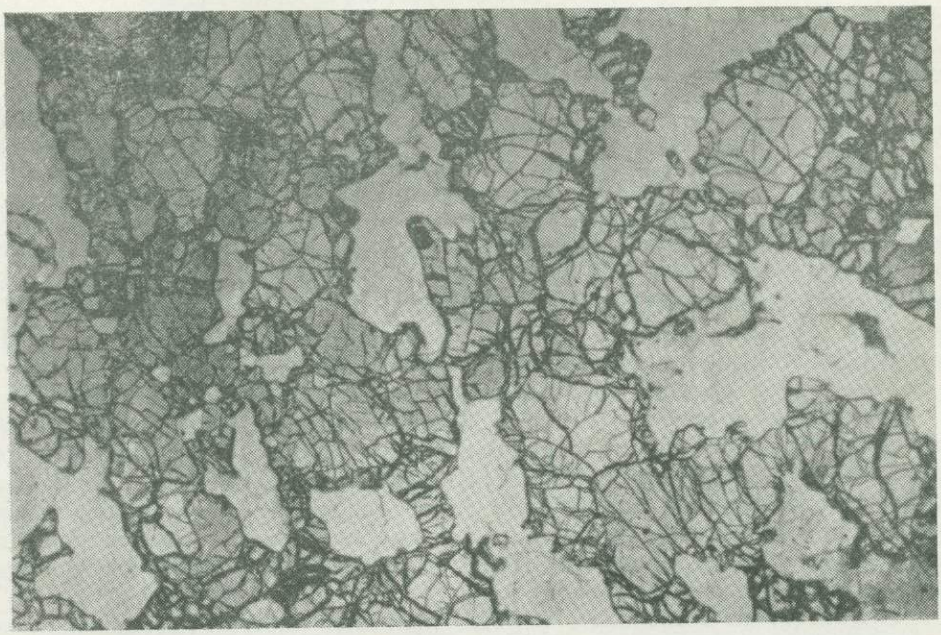


Рис. 20. Включение эклогитоподобной породы в кимберлите трубки Зарница. Видно срастание граната с моноклинным пироксеном, светлое — плагиоклаз. Гранобластовая структура. Ув. 20, без анализатора.

Эти данные приблизительно отвечают пироксену диопсид-геденбергитового ряда с содержанием 25—35 % железистого компонента; *cNg* несколько повышено, что может свидетельствовать о присутствии и Al_2O_3, хотя последний сам по себе на *cNg* почти не отражается. *2V* также несколько повышен за счет присутствия жадеитового компонента, содержание которого достигает 10—12 % (см. табл. 6).

Роговая обманка обычного рода встречается лишь спорадически и характерна для особых разновидностей, которые будут описаны ниже. Биотит, несомненно, более поздний и развивается за счет граната и роговой обманки. В некоторых случаях установлено развитие биотита в краевой зоне ксенолитов, т. е. за счет воздействия кимберлитовой магмы.

Важнейшим минералом описанных пород является гранат оранжево-розового цвета в зернах, величиной 2—3 см и более, хорошо видимых макроскопически. Идиоморфные очертания у граната встречаются редко, преобладают кристаллы неправильной формы, но в общем изометричные. Показатель преломления граната большей частью порядка $1{,}747 \pm 0{,}007$, а в некоторых случаях повышается до $1{,}760 \pm 0{,}007$, а иногда опускается до 1,737. Это отвечает содержанию альмандинового компонента от 35 до 60 %, причем для преобладающей разности 40—45 %. Однако при этом надо иметь в виду, что в гранате присутствует заметное количество кальциевого компонента, что усложняет состав и отражается на увеличении элементарной ячейки в решетке, определенной по дебаеграммам ($b_0 = 11{,}51$—$11{,}53\kappa$). В ряде случаев в гранате наблюдается развитие отмеченных выше интересных включений тонкоигольчатого минерала с очень высоким показателем преломления, которые иногда образуют некоторое подобие сагенитовой решетки. Хотя эти включения во много раз тоньше шлифа, они обладают цветами интерференции до 2-го порядка. По всем признакам этот минерал похож на рутил, погасание косое, но угол погасания до 20—22°, что исключает рутил, и определение минерала требует дальнейших исследований.

В целом ряде случаев ксенолиты изменены низкотемпературными процессами, при этом плагиоклаз превращается в желтый волокнистый каолиновый минерал. Пироксены также превращаются в минерал с низким двупреломлением буроватого цвета, но более темного тона.

Несколько выделяются по своему составу включения породы, содержащей дистен, и породы, содержащей роговую обманку.

По минералогическому составу первая из них относится к разновидности эклогитов, довольно богатой плагиоклазом. Структура породы грано-бластовая, порфиробластовая, участками фибробластовая. Состоит она из плагиоклаза, скаполита, граната, моноклинного пироксена, дистена, единичных зерен апатита и рудного минерала. Отмечается значительное содержание граната с $N = 1{,}738$—$1{,}754$ и даже около 1,767, но не выше. Обычны крупные порфиробласты неправильной формы, реже идиоморфные. Келифитовые каймы свойственны почти всем зернам граната. Интересно отметить тот факт, что пучки дистена обычно упираются в келифитовую оболочку, не проникая в гранат. Зерна граната, лишенные келифитовой каймы, наравне с другими минералами прорастают дистеном.

Вторым по количеству минералов является плагиоклаз. Широко развит скаполит, замещающий плагиоклаз. По трещинам часто развиваются глинистые минералы выветривания. Плагиоклаз сдвойникован. Наиболее распространены узкие полисинтетические двойники. Зерна плагиоклаза повсеместно прорастают пучками иголок дистена. Во включениях нередки зерна моноклинного пироксена, граната, апатита. По составу плагиоклаз относится к андезину № 45—48.

Характерным минералом породы является дистен, развивающийся в форме тонколучистых древовидных агрегатов, сноповидных пучков, а также радиально-лучистых «солнц» (рис. 21). Отмечается приуроченность дистена главным образом к зернам и скоплениям граната; дистен часто образует вокруг них своего рода внешнюю кайму (внутренняя —



Рис. 21. Включение эклогитоподобной породы с дистеном в кимберлите трубки Зарница. Радиально-лучистые агрегаты дистена прорастают зерна плагиоклаза (светлое). Ув. 25, без анализатора.

келифитовая). Измерение иголок дистена на федоровском столике показало наличие характерной спайности, с нормалью которой почти совпадает ось Ng. Показатели преломления во вскрытых шлифах: $Ng = 1{,}728$, $Np = 1{,}714$, что также подходит для дистена. Вместе с тем угол оптических осей оказывается хотя и очень большим, но положительным от $+80$ до $+89°$, что несколько отличается от типичного дистена. В ряде случаев отмечены диабластовые структуры прорастания дистена и моноклинного пироксена, причем дистен прорастает пироксен по типу структур распада.

Моноклинный пироксен встречается в значительном количестве в ксеноморфных зернах с хорошей параллельной спайностью; $2V = +63°$, $cNg = 40—41°$. Из акцессорных минералов отмечены апатит в мелких неправильных зернах и рудный минерал.

Типичным представителем ксенолитов плагиоклазовых эклогитов является включение, в котором наряду с гранатом существенную роль играет роговая обманка. Структура породы нематогранобластовая. Наряду с роговой обманкой и гранатом, приближающимся по составу к пиропу, присутствуют: в небольшом количестве моноклинный пироксен, биотит, кальцит, апатит, рудный минерал.

Преобладает бледно-зеленая роговая обманка с еле заметным плеохроизмом в более светлых тонах. Угол оптических осей: $2V = —73°$, $cNg = 20°$; показатели преломления: $Ng' = 1{,}684$, $Np' = 1{,}664$, $Ng' — Np' = 0{,}020$.

Биотит в крупных чешуйках с плеохроизмом от оранжевого до бурого по Ng. Отмечаются резко деформированные чешуйки. Показатель преломления биотита $Nm = 1{,}615$, что говорит о низкой железистости.

Моноклинный пироксен в мелких ксеноморфных зернах слабо-зеленоватого цвета с четкой параллельной спайностью. Оптические константы: $2V = +64°$, $cNg = 44—45°$, $Ng' = 1{,}712$, $Np' = 1{,}690$, $Ng' — Np' = 0{,}022$. Отдельные зерна пироксена по трещинам замещаются зеленовато-бурым хлоритоподобным минералом, иногда совместно с кальцитом.

Гранат встречается в единичных мелких зернах и бесформенных скоплениях. По сети мелких разветвляющихся трещинок развивается вторич-

ный биотит светло-бурого цвета. Показатель преломления граната лежит между 1,738 и 1,754.

Несколько иного типа, но близка к вышеописанной, порода, в которой наряду с роговой обманкой, моноклинным пироксеном, гранатом и плагиоклазом присутствует в значительном количестве калиевый полевой шпат. Плагиоклаз и калиевый полевой шпат обычно в неправильных зернах, частично или полностью замещенных глинистыми продуктами выветривания. Замеры зерен плагиоклаза дали андезин № 34.

Моноклинный пироксен, обычный для этих пород, имеет: $2V = +66°$, $cNg = 44°$ и показатели преломления: $Ng' = 1{,}722$, $Np' = 1{,}700$.

Роговая обманка иного характера, чем в предыдущих разновидностях, и отличается темной зелено-бурой окраской с резким плеохроизмом, от темно-зелено-бурого по Ng до светло-зеленовато-бурого по Np; $2V = -72°$, $cNg = 18—20°$. Показатели преломления соответственно равны: $Ng' = 1{,}682$, $Np = 1{,}662$, $Ng' - Np' = 0{,}020$, что отвечает содержанию железистого компонента около 50 % [Соболев В. С., 1950]. Роговая обманка частично замещается вторичным оранжевым биотитом.

Гранат — близкий к пиропу с показателями преломления: 1) $N = 1{,}737$, 2) $N = 1{,}754$, 3) $N > 1{,}754$, но $< 1{,}767$.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Ксенолиты кристаллических сланцев, особенно обильные в кимберлитах Далдыно-Алакитского и Оленекского бассейнов, весьма разнообразны. Среди них выделяются: гранатовые амфиболиты и связанные с ними пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы с гранатом (гранулиты), типичные гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы «чарнокитового» типа, амфиболиты, гнейсы, полевошпатовые сланцы и своеобразные гранатизированные кристаллические сланцы. Форма и размер ксенолитов кристаллических сланцев приведены на рис. 22.

Промежуточным звеном между плагиоклазовыми эклогитами и сланцами являются пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы с гранатом, особенно характерные для трубки Удачная. Они отличаются отсутствием ромбического пироксена, увеличением роли моноклинного пироксена и появлением граната, приближающегося по составу к альмандину. Внешне они очень напоминают эклогитоподобные породы, однако резко отличаются в составах гранатов. В общем эти породы характеризуются повышенной железистостью и уменьшением роли магния по сравнению с породами эклогитовой фации.

Интересны диабластовые структуры в пироксен-плагиоклазовых сланцах без граната (рис. 23), содержащих сферолитоподобные агрегаты зерен плагиоклаза, проросшие по радиусам от центра зернышками моноклинного пироксена или роговой обманки.

Гранатовые амфиболиты преимущественно бесполевошпатовые, иногда пироксенсодержащие. Роговая обманка в них бурозеленая; $2V = -85°$, $cNg = 20°$, показатели преломления: $Ng' = 1{,}690$, $Np' = 1{,}672$, $Ng' - Np' = 0{,}022$, что соответствует содержанию железистого компонента около 57 % [Соболев В. С., 1950]. Пироксен представлен диопсидом. Гранат образует мелкие изометричные зерна и крупные порфиробласты, $N = 1{,}767—1{,}780$, что отвечает содержанию альмандинового компонента от 50 до 60 % [Винчелл А. Н., Винчелл Г. В., 1953].

Из типичных кристаллических сланцев архея наиболее обычны среди ксенолитов гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы чарнокитого типа. Структура пород обычно гранобластовая, текстура гнейсовидная (рис. 24).

Главный салический минерал — плагиоклаз, но встречаются иногда калиевый полевой шпат и кварц. Из фемических минералов, кроме гиперстена, присутствуют роговая обманка, моноклинный пироксен, а также биотит.

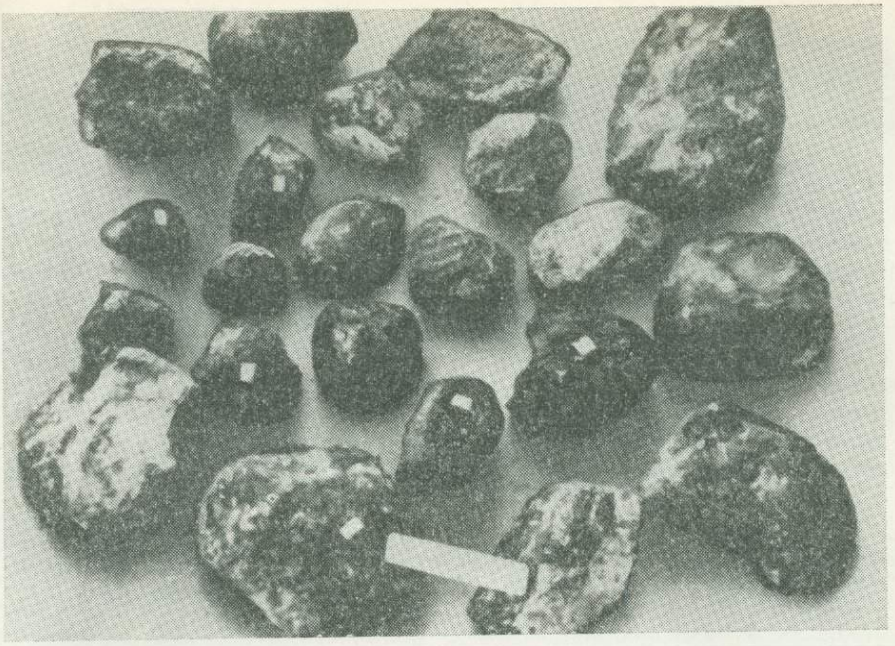


Рис. 22. Ксенолиты кристаллических сланцев, выделенные из кимберлитов.

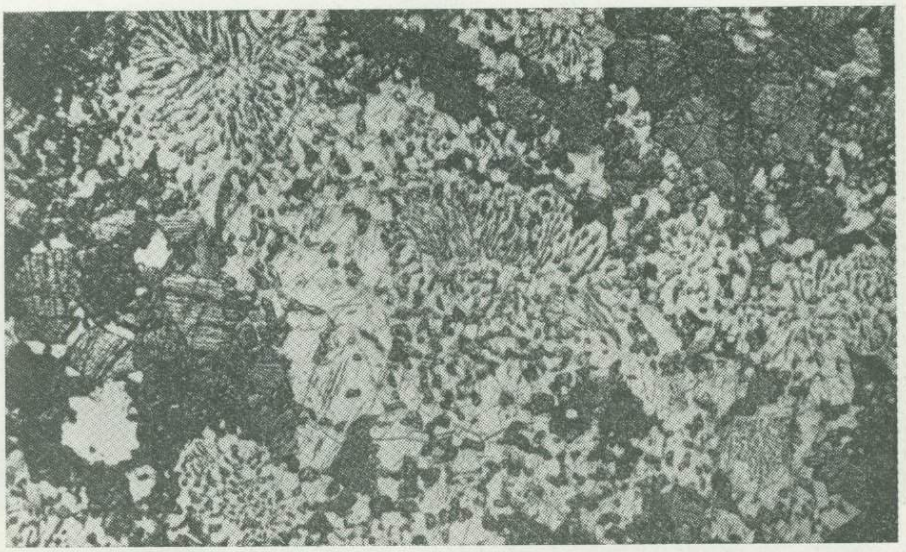


Рис. 23. Включение пироксен-плагиоклазового кристаллического сланца в кимберлите трубки Чомур. Темные скопления — зерна моноклинного пироксена, светлые — плагиоклаз. Видны диабластовые прорастания плагиоклаза мелкими зернами пироксена, ориентированными по радиусу от центра. Ув. 25, без анализатора.

Плагиоклаз является всегда преобладающим минералом, причем в нем обычно наблюдаются веретенообразные антипертитовые вростки калиевого полевого шпата. По составу плагиоклаз отвечает андезину № 38 до лабрадора № 51, т. е. в среднем он несколько основнее, чем в породах эклогитового типа.

Калиевый полевой шпат, кроме антипертитовых включений, нередко присутствует также в виде самостоятельных пертитовых зерен. Кварц отмечается не во всех ксенолитах и обычно в небольшом количестве. Ром-

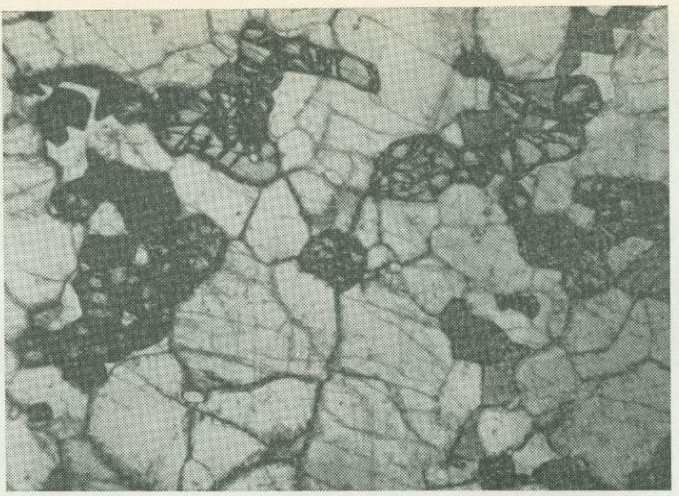


Рис. 24. Включение гиперстен-плагиоклазового кристаллического сланца в кимберлите трубки Удачная. В центре группа трещиноватых зерен гиперстена, светлое — плагиоклаз. Гранобластовая структура. Ув. 10, без анализатора.

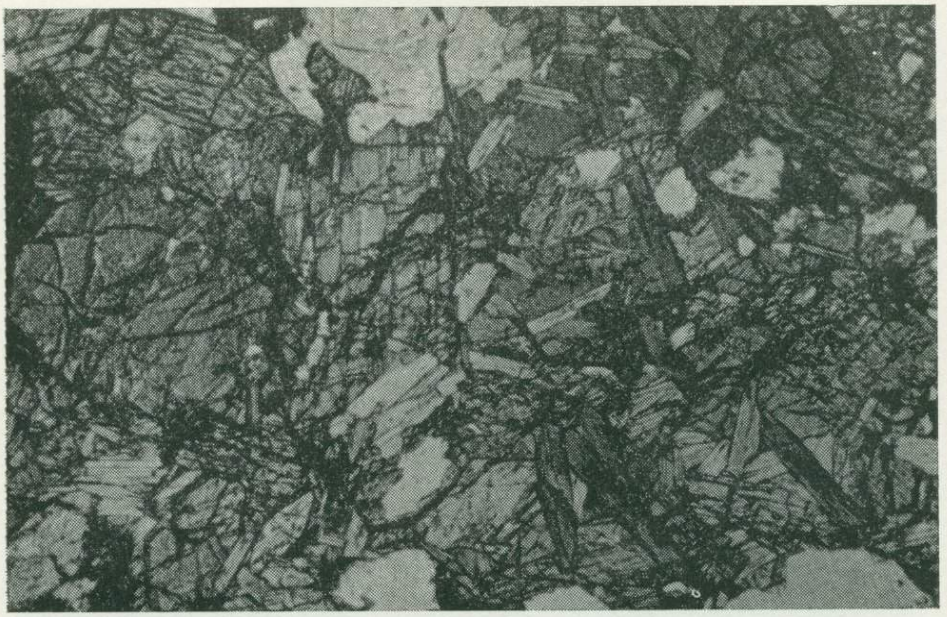


Рис. 25. Включение биотитового амфиболита в кимберлите трубки Удачная. Видно прорастание роговой обманки лейстами биотита. Ув. 20, без анализатора.

бический пироксен является ведущим фемическим минералом. Окраска слабая. плеохроизм малозаметен. Показатель преломления Ng колеблется от 1,706 до 1,718, что соответствует содержанию железистого компонента от 33 до 45 %. $2V$ колеблется от 63 до 74°, т. е. несколько завышен для пироксенов указанного состава.

Роговая обманка присутствует в значительном количестве и иногда является преобладающим фемическим минералом. Окраска буро-зеленая с обычным плеохроизмом; $2V = 71—74°$, $cNg = 18—20°$, $Ng' = 1{,}684—1{,}692$, что соответствует содержанию железистого компонента от 50 до 60 %. Моноклинный пироксен встречается в небольшом количестве. $2V$ колеблется от $+60$ до $+62°$, cNg близок к 40, что отвечает пироксену

диопсид-геденбергитового ряда. Биотит наблюдается в подчиненном количестве; обычно является более поздним минералом и представлен бурой разностью.

Встречаются также ксенолиты пироксен-роговообманковых кристаллических сланцев без гиперстена.

Указанные ксенолиты кристаллических сланцев совершенно идентичны типичным кристаллическим сланцам, широко распространенным в чарнокитовом комплексе архея Алдана [Коржинский, 1936а, б] и особенно Анабары [Рожков и др., 1936]. Характерно отсутствие среди ксенолитов кристаллических сланцев, пересыщенных глиноземом, как, например, силлиманитовых, кордиеритовых и других, широко распространенных на Алданской плите [Коржинский, 1936а], но не характерных для Анабарского массива [Рожков и др., 1936]. Следует отметить, однако, что характер кристаллических сланцев изменяется от одной трубки к другой.

В породах обычно развиты вторичные минералы. Из фемических наименее стойким является гиперстен, который замещается иддингситовыми продуктами, плагиоклаз замещается каолином. Развиваются также карбонат и бурые окислы железа.

Наряду с редко встречающимися гранатовыми амфиболитами довольно распространенными ксенолитами (после гиперстен-плагиоклазовых) являются собственно а м ф и б о л и т ы, иногда с пироксеном и биотитом (рис. 25). Структура пород нематогранобластовая, среднезернистая. Ведущим минералом является роговая обманка, содержание которой во всех случаях не ниже 50 %. Наряду с обыкновенной зеленой присутствует и бурая ее разновидность: Первая характеризуется: $2V = (-)70-76°$, $cNg = 16-20°$, $Ng' = 1{,}680-1{,}690$, $Np' = 1{,}660-1{,}670$, что отвечает содержанию железистого компонента от 47 до 59 %. Бурая разновидность имеет: $2V = (-)72-82°$, $cNg = 17-25°$, $Ng' = 1{,}690-1{,}704$, $Np' = 1{,}668-1{,}680$, что отвечает содержанию железистого компонента от 36 до 50 %. Плагиоклаз в породах сравнительно кислый, № 30—40.

Пироксенсодержащие амфиболиты выделяются присутствием значительного количества диопсида.

Большую группу ксенолитов составляют г н е й с ы — породы, содержащие кварц и обладающие прекрасной сланцеватостью, широко распространенные в большинстве трубок Далдыно-Алакитского бассейна. По минералогическому составу среди них выделяются биотитовые, биотит-роговообманковые (очковые), биотит-альмандиновые (плагиогнейсы и калишпатовые), гиперстен-гранатовые, графито-гранатовые.

Плагиоклаз в гнейсах представлен андезином № 30—45. В роговообманковых разностях присутствует обыкновенная зеленая роговая обманка; $2V = (-)70-78°$, $cNg = 20-24°$, показатели преломления: $Ng' = 1{,}682-1{,}696$, $Np' = 1{,}666-1{,}676$, что отвечает содержанию железистого компонента от 50 до 63 %.

Гранатсодержащие гнейсы (обычно с биотитом) нередко обладают порфиробластовой структурой, благодаря развитию крупных зерен граната, с N от 1,773—1,777 до 1,780 и выше, т. е. богатых альмандиновым компонентом (рис. 26).

Гиперстен в гнейсах встречается сравнительно редко, обладает резким плеохроизмом от светло-зеленого по Ng до розового по Np: $2V = -65°$, показатели преломления соответственно равны: $Ng' = 1{,}724$, $Np' = 1{,}714$, что отвечает содержанию железистого компонента около 50 %.

Гнейсы в различной степени подвержены вторичным изменениям, среди которых особый интерес представляет замещение плагиоклаза и роговой обманки минералами группы эпидота, серицитом и хлоритом.

Большую группу ксенолитов составляют также п о л е в о ш п а т о в ы е п о р о д ы, состоящие существенно из плагиоклаза и калиевого полевого шпата, иногда с кварцем и гранатом (рис. 27). Плагиоклаз в них представлен андезином № 32—41 и редко олигоклазом № 15—26. В раз-



Рис. 26. Включение биотит-альмандинового гнейса в кимберлите трубки Загадочная. Видны крупные порфиробласты (трещиноватые) граната, окруженные чешуйками биотита. Светлое — плагиоклаз. Ув. 25, без анализатора.

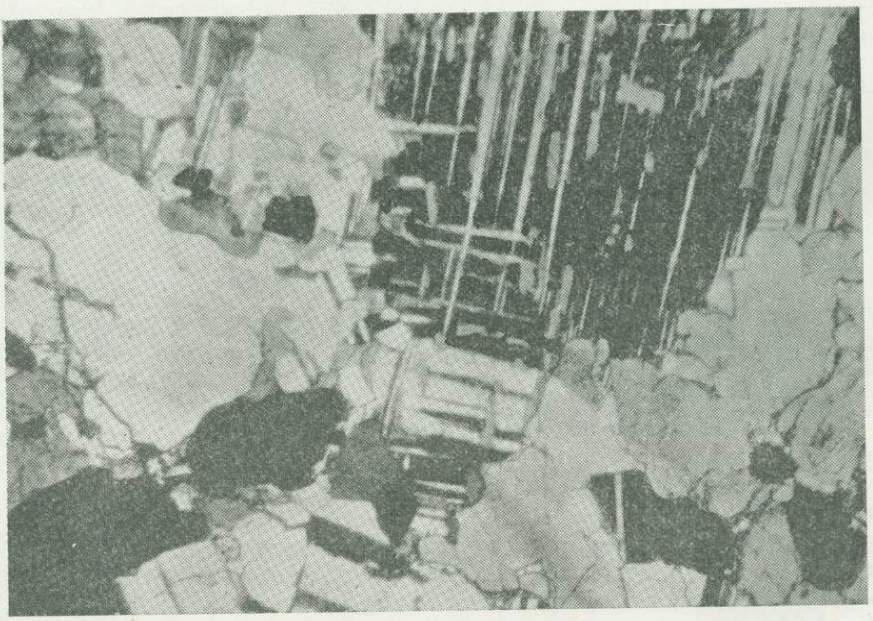


Рис. 27. Включение «анортозита» в кимберлите. Ув. 15, николи +.

новидности с гранатом последний отвечает андрадиту с $N = 1{,}780$ и характеризуется густо-оранжевой окраской. В протолочках этих пород были встречены единичные зерна диопсида и гиперстена. Вторичные изменения выражаются главным образом в каолинизации плагиоклаза.

Наряду с описанными выше эклогитами и кристаллическими сланцами, принадлежащими к различным фациям, встречаются интересные

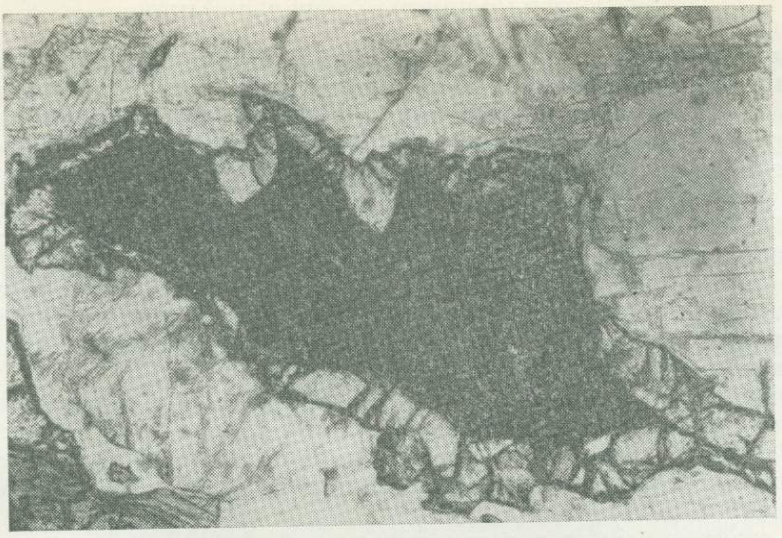


Рис. 28. Включение эклогитизированной породы в кимберлите трубки Удачная. В центре зерно магнетита, окруженное каймой граната. Ув. 20, без анализатора.

породы переходного типа, наглядно свидетельствующие о превращении одних пород в другие,— гранатизированные кристаллические сланцы.

Салические минералы в них представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, иногда присутствует скаполит. Среди фемических минералов наряду с ассоциацией граната и моноклинного пироксена присутствуют не только роговая обманка и биотит, но также и ромбический пироксен.

Плагиоклаз обычно представлен андезином, от основного олигоклаза № 27 до андезина № 45. Калиевый полевой шпат обычно присутствует в виде антипертитовых вростков такого же типа, как и в гиперстеновых кристаллических сланцах. Скаполит в некоторых местах замещает плагиоклаз.

Гиперстен имеет показатель преломления от 1,686 до 1,710, что отвечает содержанию железистого компонента от 15 до 38 %. Таким образом, наряду с обычной здесь встречается и более магнезиальная разновидность ромбического пироксена. В отдельных включениях зерна ромбического пироксена имеют характер реликтов, окруженных венцом граната.

Кроме каемок вокруг гиперстена и жилок граната в роговой обманке развиваются каемки граната вокруг рудного минерала (рис. 28). Присутствуют также отдельные зерна граната обычного типа. Показатель преломления граната колеблется в широких пределах: для граната, богатого пироповым компонентом, $N = 1{,}746$, богатого альмандином, $N = 1{,}780$. Характерно, что гранаты с различными показателями преломления, т. е. с разной железистостью, встречаются в одной и той же породе. По-видимому, железистый гранат приурочен к зернам рудного минерала.

Моноклинный пироксен является преобладающим фемическим минералом и обладает обычными для эклогитовых пород константами: $cNg = 42—45°$, $2V$ колеблется от $+60$ до $+65°$, $Ng = 1{,}690$. Судя по показателям преломления, содержание железистого компонента в нем около 35 %.

Роговая обманка представлена зелено-бурой разновидностью; $2V = (-)72—74°$. В некоторых местах наблюдается замещение роговой обманки гранатом, образующим разветвляющиеся жилки в ее крупных зернах. Отмечается также замещение роговой обманки биотитом.

КСЕНОЛИТЫ ОСНОВНЫХ ПОРОД (ТРАППОВ)

Ксенолиты основных пород представлены сильно измененными габбро-диабазами и диабазами. Они встречаются в значительных количествах в трубке Мир, а также в некоторых трубках Далдынского района.

Структура пород пойкилоофитовая или офитовая, всегда с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза. Главные минералы — плагиоклаз и моноклинный пироксен. В некоторых случаях, по-видимому, присутствуют псевдоморфозы по оливину. Акцессорные минералы — титаномагнетит и апатит.

Плагиоклаз встречается в идиоморфных узких табличках различной величины, местами присутствуют крупные таблички типа порфировидных вкрапленников. Измерения плагиоклазов на федоровском столике дали колебания состава № 60—77, т. е. лабрадор-битовнит.

Моноклинный пироксен обычно в крупных зернах, изрезанных лейстами плагиоклаза. Оптические константы пироксена (один замер): $2V = +50°$, $Ng' = 1{,}717$, $Np' = 1{,}697$. Титаномагнетит присутствует в характерных ксеноморфных зернах, иногда скелетных, а апатит в тонких иголочках.

По структуре и минералогическому составу описываемые породы аналогичны сибирским траппам [Соболев В. С., 1936], но отличаются широким развитием разнообразных вторичных минералов. Среди последних присутствует зеленый, местами изотропный, лучистый или чешуйчатый хлорофеит. Он замещает мезостазис, отчасти пироксен и, может быть, оливин и встречается также в обычных траппах. Наряду с хлорофеитом в ксенолитах распространены и другие вторичные минералы. В некоторых случаях вместо темного хлорофеита развивается очень светло-зеленый магнезиальный хлорофеит, иногда с прекрасными радиально-лучистыми агрегатами, которые замещают местами не только мезостазис, но и плагиоклаз.

Образуются и другие трудноопределимые вторичные продукты. Плагиоклаз замещается агрегатами каолиновых и гидрослюдистых минералов, пироксен — глинисто-нонтронитовым минералом, причем эти минералы похожи на вторичные продукты в измененных ксенолитах кристаллических сланцев и иногда почти полностью замещают первичные минералы. Вторичные изменения ксенолитов траппов связаны с общим изменением кимберлитов, по-видимому, под действием восходящих растворов, циркулировавших в трубках после их формирования.

КСЕНОЛИТЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Среди ксенолитов осадочных пород наиболее распространены обломки мелкокристаллической карбонатной породы, видимо, известняка. Наряду с крупными обломками, хорошо заметными уже при полевых исследованиях, весьма обычны мелкие обломки размером до 1 см, местами составляющие значительную часть обломочной массы брекчий, причем в некоторых случаях трудно отчетливо провести границу между такими обломками и вторичным карбонатом цементирующей массы. Форма обломков часто округлая или овальная. В краях их очень часто наблюдается кайма из более криптокристаллического карбоната или пылевидного и сплошного магнетита. Присутствие такой каймы обусловливает концентрическое строение обломков.

Иногда наблюдаются обломки известняка, на 70—80 % загрязненные магнетитом, которые под микроскопом могут быть приняты за углистые сланцы. Кроме того, в брекчии встречаются в большом количестве обломки более чистого известняка, не загрязненного магнетитом.

При просмотре большого количества шлифов установлено, что обломки известняка, имеющие в периферической части кайму из магнетита или концентрическое строение, обусловленное распределением пылевидного

Таблица 8

Химический состав ксенолитов из кимберлитов, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	45,13	47,24	46,64	46,23	46,27	44,96	46,45	44,32
TiO_2	0,36	0,21	0,10	1,39	0,36	0,35	1,66	1,26
Al_2O_3	15,69	16,03	15,21	12,54	20,04	23,20	19,18	14,34
Cr_2O_3	0,70	0,01	0,04	0,010	0,06	0,01	0,028	0,008
Fe_2O_3	2,55	4,16	3,87	8,79	3,66	3,14	11,79	12,84
FeO	4,63	6,10	8,73	7,69	8,50	3,30	3,94	1,92
MnO	0,10	0,11	0,19	0,20	0,10	0,05	0,27	0,22
NiO	0,08	—	Не опр.	—	—	—	—	—
CoO	0,023	—	»	—	—	—	—	—
MgO	20,44	12,02	11,26	11,11	8,52	6,42	5,23	9,36
CaO	6,41	10,13	8,70	8,12	6,40	15,47	7,02	10,76
Na_2O	0,43	1,15	1,92	1,62	1,15	1,71	1,18	0,84
K_2O	0,11	0,48	1,56	0,83	0,86	0,26	0,61	1,59
H_2O^-	2,62	0,50	—	0,51	0,64	0,33	0,98	0,75
P_2O_5	0,06	0,02	0,05	0,14	0,04	0,11	0,18	0,10
CO_2	—	—	—	Не опр.	—	0,12	—	—
П. п. п.	1,09	1,50	2,30	1,09	3,54	0,71	1,65	1,91
Сумма. . .	100,42	99,66	100,57	100,27	100,14	100,17 *	100,17	100,21

Окончание табл. 8

Компонент	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	61,35	47,22	50,83	48,61	49,39	48,51	52,90
TiO_2	0,57	1,02	0,28	0,15	1,09	1,00	0,12
Al_2O_3	12,39	19,34	28,18	13,61	15,61	15,10	27,43
Cr_2O_3	—	0,007	—	0,05	0,01	—	—
Fe_2O_3	2,94	9,12	4,29	5,15	1,94	4,38	0,84
FeO	3,82	0,32	0,36	4,53	7,68	9,58	0,86
MnO	0,08	0,23	0,09	0,18	0,16	0,24	0,03
NiO	—	—	—	0,04	0,01	—	—
CoO	—	—	—	Сл.	—	—	—
MgO	7,49	8,45	2,42	17,09	8,01	5,53	1,50
CaO	7,81	8,49	9,04	9,83	8,05	9,97	11,15
Na_2O	1,27	1,34	2,04	1,31	3,42	2,92	3,64
K_2O	0,93	1,52	1,04	0,12	1,39	1,55	0,72
H_2O^-	0,21	1,01	0,72	0,08	0,56	0,15	0,13
P_2O_5	—	0,26	Не опр.	—	Сл	0,22	0,03
CO_2	—	—	—	0,05	0,14	—	—
П. п. п.	0,72	1,95	0,38	0,61	2,32	1,50	0,90
Сумма...	99,58	100,27	99,67	100,44 **	99,85 ***	100,65	100,25

Примечание. 1 — эклогит магматический, трубка Русловая; 2 — эклогит метаморфический, трубка Зарница; 3 — эклогит с алмазами, трубка Мир; 4 — плагиоклазовый эклогит, богатый плагиоклазом, трубка Удачная; 5 — плагиоклазовый эклогит, бедный плагиоклазом, трубка Зарница; 6 — гроссуляр-пироксен-дистеновая порода, трубка Загадочная; 7 — плагиоклаз-пироксеновый кристаллический сланец, трубка Удачная; 8 — гранатовый амфиболит, трубка Удачная; 9 — гиперстен-плагиоклазовый кристаллический сланец, трубка Чомур; 10 — амфиболит пироксенсодержащий, трубка Удачная; 11 — анортозит, трубка Надежная; 12 — эклогит из трубки Ягерсфонтейн, Южная Африка [Holmes, 1937б]; 13 — биотитовый амфиболит, трубка Вессельтон, Южная Африка [Holmes, 1937б]; 14 — амфиболит, Анабар [Рабкин, 1951]; 15 — анортозит, Анабар [Рожков и др., 1936].

Анализы 1, 2, 5—11 выполнены Ю. В. Шевченко и Б. М. Туркевич, ИГПИ АН УССР (Львов); анализы 3, 4 — Л. П. Рудиной и Э. А. Колесниковой, Амакинская экспедиция, МГиОН.

* SO_3 — 0,02 %; S — 0,01 %; ** V_2O_5—0,03 %; *** BaO — 0,03; S — 0,01 %.

магнетита, являются микроксенолитами. Однако необходимо отметить, что нередко встречаются заключенные в измененном кимберлите микроксенолиты известняка, в которых магнетитовой каймы не наблюдается.

Структура известняка в обломках брекчии в большинстве случаев микрозернистая, иногда криптокристаллическая. Нередко встречаются обломки известняка с органогенной структурой. Органические остатки в шлифах имеют вид округлых образований, сложенных более мелкозернистым карбонатом, и овальных образований концентрического сложения. Иногда остатки фауны отличаются лучшей сохранностью. В шлифе отчетливо видны образования, напоминающие членики криноидей и обломки раковин брахиопод.

Кроме обломков органогенных известняков, заключенных в брекчии, встречаются обломки карбонатных пород с весьма оригинальной обломочной сферолитовой структурой. Порода состоит из сферолитовых и полусферолитовых образований карбоната, размером 0,5—0,8 мм в диаметре, сцементированных кальцитом.

Иногда наблюдаются обломки известняка с псевдоолитовой структурой, состоящие из округлых образований, сложенных более темным микрокристаллическим карбонатом, погруженным в кальцитовый цемент. Размер псевдоолитов до 1 мм в диаметре. К псевдоолитам эти образования относятся потому, что концентрическое или радиально-лучистое строение в них выражено не отчетливо или совсем не наблюдается.

Кроме того, встречен обломок карбонатной породы, отличающийся весьма оригинальной структурой, сходной с крустификационной, и состоящий из карбоната ветвистого строения. Такие структуры похожи также и на органогенные структуры кораллов, но порода явно жильная, так как в ней встречаются микроксенолиты кимберлитовой брекчии.

Обломки серпентин-хлоритового и хлорит-известковистого микросланца встречаются довольно часто. Порода характеризуется сланцеватой текстурой, микролепидобластовой структурой и состоит из серпентина и хлорита или только хлорита в виде мельчайших, строго ориентированных листочков с незначительной примесью карбоната. Цвет породы в проходящем свете зеленый. Почти все листочки хлорита имеют одну оптическую ориентировку и агрегатно плеохроируют, поэтому при различном повороте столика микроскопа окраска породы меняется.

Встречены также ксенолиты известняков с гроссуляр-андрадитовым микроскарном на контакте с кимберлитом.

В табл. 8 приведены химические составы наиболее характерных ксенолитов из кимберлитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первый вопрос, на котором следует остановиться при обобщении изложенного материала,— это поразительное сходство геологического строения трубок, петрографии и минералогии сибирских кимберлитов с кимберлитами Южной Африки. На аналогию геологического строения Сибирской платформы с соответствующей областью Африки, а также на близость некоторых щелочных пород и сходство трапповой формации уже давно было обращено внимание, и, как известно, именно эта аналогия и послужила основанием для поисков алмазов и кимберлитов в северной части Сибирской платформы. Сходство сибирских кимберлитов с африканскими оказалось столь разительным, что превзошло все ожидания. Вследствие этого при сравнительной характеристике следует обратить внимание в первую очередь на некоторые различия кимберлитовых формаций Сибири и Африки, связанных с известными отличиями в истории развития платформ.

К указанным различиям относится прежде всего возраст кимберлитов Сибири. В то время как в Южной Африке кимберлиты, по-видимому, относятся к меловому времени, сибирские кимберлиты, большей частью, более древние, доюрские, а частично, вероятно, даже пермские, причем

часть траппов оказывается моложе кимберлитов. Напомним, что и траповая формация Сибирской платформы также имеет несколько более древний возраст по сравнению с долеритами Карру, т. е. на Сибирской платформе все вулканические явления развивались несколько ранее, чем в Африке.

Как в распределении кимберлитовых трубок, так и в их строении наблюдается исключительное сходство. Интересно отметить, что и в Сибири при групповом расположении трубок намечается также их линейное расположение, указывающее на приуроченность к тектоническим линиям. Совершенно аналогичен и характер заполнения трубок, но в связи с этим нужно сделать некоторые замечания. Для кимберлитовых трубок Южной Африки имелись отдельные указания об уменьшении содержания алмазов по мере увеличения глубины залегания. Такое наблюдение имеет важное значение как в практическом отношении, так и в теоретическом, так как заставляет предполагать, что алмазы образовались после взрыва и заполнения трубки. Это противоречит всему имеющемуся фактическому материалу, и сам факт, не подтвержденный достаточно убедительными цифрами, следует поставить под сомнение. Скорее всего, в отдельных случаях просто имело место уменьшение фактического извлечения алмазов с глубиной, благодаря меньшей разрушенности кимберлитов, что и было принято за фактическое уменьшение содержания.

Существенной отличительной чертой кимберлитовых трубок Сибири, связанных с более поздней геологической историей, является несравненно меньшая разрушенность кимберлитов. Только в самых верхних частях трубок, обычно до глубины не более нескольких метров, порода существенно разрушена и можно говорить о некоторой аналогии «с синей землей», но и то далеко не типичной. Уже очень близко от поверхности мы имеем достаточно плотные, мало измененные выветриванием породы, соответствующие «хардебанк» Южной Африки.

Переходя к петрографической и минералогической характеристике, следует отметить, что, в общем, при наличии тех же разновидностей, что и в Африке, в Сибири мы имеем как будто бы относительно меньшее распространение слюдяных разностей и соответственно большее значение имеют базальтоидные кимберлиты.

Кроме того, из минералов самих кимберлитов в Сибири по сравнению с африканскими кимберлитами меньшее значение имеет перовскит.

Петрографическая аналогия распространяется не только на сами кимберлиты, но и на включения в них. В тех и других существенную роль играют ксенолиты ультраосновных пород, в частности — гипербазитов, содержащих пироп, а также эклогитов, причем в обоих случаях, хотя и очень редко, встречаются ксенолиты алмазоносных эклогитов. Как и в Южной Африке, пироп этих включений, а также самих кимберлитов имеет обычно такое большое значение, что широко используется как поисковый признак. Разнос этого минерала оказывается меньшим по сравнению с разносом алмазов, и появление его в россыпях в существенных количествах позволяет говорить о приближении кимберлитовой трубки *.

Новым для минералогии включений является первая находка земного муассанита, пока еще не отмеченного в Африке. Описаны также новые породы эклогитовой фации — гроспидиты. Однако возможно, что к этому типу относятся и некоторые включения дистеновых эклогитов Африки, гранат которых не всегда детально исследовался. Некоторым отличием сибирских кимберлитов можно считать также широкое распространение близких к экологитам пород, содержащих кислый плагиоклаз и скаполит. Включения этих пород в кимберлитах Катанги характеризуются более основным плагиоклазом, и описанные в Сибири ксенолиты больше всего похожи на гнейсы, изученные из района Ганы (Золотой Берег), найденные здесь в коренном залегании.

---

* Это и было использовано при поисках кимберлитов на Сибирской платформе [Сарсадских, Попугаева, 1955].

Второй вопрос, на котором мы остановимся в заключении,— это вопрос о взаимоотношении кимберлитов с ультраосновными породами района Котуя и трапповой формацией.

Исключительное сходство в петрографии и минералогии кимберлитов и меймечитов позволяет с достаточной уверенностью утверждать общность происхождения магмы, давшей эти породы. Однако вся дальнейшая история этой магмы резко различна — вопрос, к рассмотрению которого мы вернемся несколько ниже.

Территориальная приуроченность проявлений ультраосновного и щелочного магматизма Котуя, а также кимберлитов к краевой части области распространения траппов, естественно, привела многих исследователей к мысли о их генетической связи. Такая гипотеза в отношении пород Котуя была высказана В. А. Котульским и сейчас поддерживается рядом исследователей в отношении кимберлитов [Леонтьев, Каденский, 1957], причем существенными аргументами в пользу такого предположения являются отмеченные выше возрастные соотношения [Бутакова, 1956; Шейнманн, 1957], а также несомненная связь с траппами некоторых щелочных пород [Соболев В. С., 1936; Масайтис, 1955]. Однако отметим, что не имеется никаких прямых доказательств такой связи и что, кроме того, данные минералогии противоречат возможности образования меймечитов и кимберлитов за счет дифференциации трапповой магмы. Действительно известно, что наиболее ранние кристаллы оливина, образующиеся в траппах, которые иногда скапливаются, приводя к образованию пикритовых разновидностей, содержат более 20 % фаялитового компонента, в то время как оливин кимберлитов и меймечитов содержит менее 10 % фаялитового компонента. Резкий разрыв в химическом и минералогическом составе, а также другие соображения, в частности — возрастной разрыв указанных формаций в Южной Африке, позволяют считать более обоснованным представление Ю. М. Шейнманна [1957] о более глубоком залегании магматических очагов кимберлитов и ультраосновных пород по сравнению с магматическими очагами траппов.

Переходя к вопросам об образовании кимберлитов, прежде всего кратко остановимся на проблеме генезиса алмазов. Фактами, доказывающими «глубинное» происхождение алмазов в кимберлитах, являются: нахождение обломков кристаллов алмазов в кимберлитовой брекчии, причем в ряде случаев в разных местах удавалось находить обломки одного и того же кристалла; сама величина кристаллов алмазов, не соразмерная с величиной микролитов последней стадии кристаллизации; нахождение в кристаллах алмазов многочисленных включений минералов, которые, несомненно, не были устойчивыми в последние этапы движения кимберлитовой магмы, в первую очередь пиропа. В алмазах неоднократно находят идиоморфные мелкие кристаллики пиропа, в то время как еще до взрыва вокруг пиропа в кимберлите наблюдается образование келифитовых каемок и идиоморфные кристаллы здесь не характерны. Наконец, следы графитизации алмаза также доказывают, что его кристаллизация происходила при температуре порядка 1200 °С, в то время как температура кимберлитовой брекчии в трубке была значительно ниже.

Сказанное выше позволяет нам считать неправильными гипотезы, которых придерживаются и сейчас некоторые исследователи [Леонтьев, Каденский, 1957; Меняйлов, Иванова, 1958], о позднем образовании алмазов во время самого взрыва или после заполнения трубки, и дает основание утверждать, что они были привнесены кимберлитовой магмой с больших глубин.

Другая важная гипотеза образования алмазов, в несколько измененном виде нередко сохраняющаяся и доныне, возникла после того, когда в 1899 г. Бонней описал замечательный ксенолит эклогита, содержащий видимые алмазы, что привело его к мысли о том, что все алмазы кимберлитов захватываются ими на глубине из эклогитового слоя и в самих кимберлитах происходит лишь оплавление кристаллов алмаза. Такой же ксено-

лит эклогита, богатого алмазами, был найден в Якутии. Однако указанные находки представляют собою исключительную редкость, и нельзя согласиться с выводом, сделанным Боннеем. Прямым опровержением такой гипотезы являются многочисленные включения оливина в алмазах, в то время как в ксенолитах перидотитов алмаз нигде не найден. Все это заставляет предполагать, что алмаз образуется в самой кимберлитовой магме, в первую стадию ее кристаллизации, для которой характерен рост более крупных кристаллов, когда он и захватывает соответствующие включения. Источником углерода для образования алмаза нужно считать ювенильную углекислоту, восстанавливаемую в результате реакции Будуара. В то же время не подлежит сомнению и существование своеобразных алмазоносных эклогитов, алмазы которых захватываются кимберлитовой магмой.

Уже давно было высказано предположение, что алмаз образуется в условиях очень высоких давлений. В настоящее время это подтверждено как термодинамическими расчетами, так и непосредственно опытами по синтезу алмаза. Температура кристаллизации кимберлитовой магмы при образовании порфировых вкрапленников биотита была не выше 1100—1200 °С, вряд ли начальная температура значительно превосходила эту цифру. При этих условиях давление, необходимое для образования алмазов, было порядка 40 000 атм, что значительно превосходит обычные давления в зоне метаморфизма, достигающие 15 000—20 000 атм. Несомненно, что магма при таком давлении образовалась на большей глубине, ниже поверхности Мохоровичича. В то же время прямые расчеты глубины по давлению нагрузки вышележащих пород не могут дать хорошего результата, так как несомненным является возможность весьма значительных колебаний давления на одной и той же глубине. Есть основание считать, что кимберлитовая магма, содержащая алмаз, образовалась в такой зоне повышенного давления и поднялась, сохраняя достаточно высокое давление, на сравнительно небольшие глубины.

Здесь мы можем согласиться с Г. М. Гапеевой, что существенным отличием кимберлитов от других пород, образующихся из подобной же магмы, является условие быстрого подъема магмы без образования промежуточных очагов. К этому мы добавляем в качестве необходимого условия существование в соответствующей зоне повышенного давления. На сравнительно небольшой глубине, порядка 1,5—2 км, земная кора не может выдержать давление поднимающейся магмы, и происходит соответствующий взрыв, вернее, прорыв в вышележащие оболочки, который сопровождается резким спадом давления. По трубке взрыва, заполненной брекчией, в дальнейшем иногда поднимаются новые порции магмы, образуя магматический цемент породы, а затем гидротермальные растворы, приводящие к характерным изменениям породы верхних частей трубок. Впрочем, эти же трубки являлись, конечно, и хорошими каналами для нисходящих вод, и вопрос разграничения постмагматических и экзогенных изменений еще не является здесь окончательно решенным.

Одним из важных признаков, позволяющих определить глубину взрыва, является наличие в трубках большого количества ксенолитов сланцев, захваченных при взрыве. Наиболее распространены в трубках ксенолиты гиперстено-плагиоклазовых кристаллических сланцев, совершенно идентичных типичным кристаллическим сланцам, широко развитым в «чарнокитовом» комплексе архея Алдана [Коржинский, 1936а] и особенно в нижних сериях архея Анабары [Рожков и др. 1936], хотя для последних более характерны кварцевые разновидности, в соответствии с чем к ним применяется название гнейсов. Ксенолиты указанных пород, содержащих наряду с гиперстеном роговую обманку, моноклинный пироксен и биотит, составляют отдельные разновидности пород «Чарнокитового» комплекса и находят свои аналоги среди подобных образований в далдынской и верхнеанабарской сериях Анабары. Указанным сериям низов архея соответствует комплекс ксенолитов основных кристаллических сланцев, а также амфиболитов с пироксеном и гранатом (гранулитов).

Следующей серии, так называемой верхнеломуйской, соответствуют ксенолиты разнообразных гнейсов, главным образом биотитовых, роговообманковых, биотит-роговообманковых, биотит-гранатовых и в меньшей степени обычных амфиболитов. Следует отметить, что среди ксенолитов амфиболитов выделяется большая группа разновидностей, содержащих биотит при полном отсутствии кварца, что не характерно для амфиболитов Анабары, обычно кварцсодержащих, но без биотита.

И наконец, венчающей разрез хапчанской серии архея отвечают ксенолиты гранатовых, гиперстен-гранатовых и графит-гранатовых гнейсов и кристаллических сланцев. Интересно отметить, что среди ксенолитов отсутствуют силлиманитовые кристаллические сланцы, распространенные на Алданской плите [Коржинский, 1936а], но не характерные для Анабарского массива.

Все указанные ксенолиты широко распространены в трубках Далдыно-Алакитского района при изменяющемся соотношении в каждой трубке и не встречаются в трубке Мир. Предварительные геофизические данные о залегании кристаллического фундамента и позволяют сделать указанные предположения о глубине взрыва.

Последний вопрос, на котором мы здесь остановимся,— это проблема ксенолитов-эклогитов и ультраосновных пород. Не может быть никаких сомнений, что последние не захвачены магмой по пути ее следования из кристаллического фундамента, а принесены с гораздо больших глубин и, вероятно, попали сюда непосредственно при образовании самой магмы. Наличие граната и переслаивания с типичными эклогитами еще раз подтверждает роль высокого давления, хотя эклогиты и пироп, конечно, образуются и при меньших давлениях, чем алмаз, вероятно, начиная с 15 000 атм. Интересно отметить, что во включениях ультраосновных пород присутствуют минералы, рассеянные, вероятно, в виде фенокристаллов и в самом кимберлите, которые не находятся в равновесии с кимберлитовым расплавом,— ромбический пироксен и ильменит.

Вместе с тем наряду с эклогитами, которые генетически связаны с включениями ультраосновных пород, несомненно, присутствуют эклогиты другого типа, переходящие в эклогитоподобные кристаллические сланцы с плагиоклазом, которые, в свою очередь, связаны переходами с гиперстеновыми кристаллическими сланцами. Напомним также, что эти плагиоклазовые эклогиты обильны в трубках Далдынского района и не характерны для трубки Мир. Это заставляет предполагать, что в районе образования кимберлитов эклогиты присутствуют в разрезе архея, вероятно, в виде отдельных линз, в тех же зонах повышенного давления, существовавших здесь в течение ряда геологических эпох. Эти эклогиты должны быть вынесены со сравнительно небольших глубин и их присутствие в разрезе можно будет проверить путем бурения.

Особый интерес представляет ксенолит алмазоносного эклогита, который по характеру минералов отличается от эклогитов, генетически связанных с ультраосновными породами. Нахождение коренных выходов такой породы, весьма богатой алмазами, представляло бы большой практический интерес. Однако все имеющиеся данные по изучению доступных нам эклогитов, а также соображения о давлении в зоне метаморфизма заставляют сомневаться в возможности нахождения такой породы на сравнительно небольших глубинах и полагать, что эти эклогиты также вынесены кимберлитами из более глубоких, недоступных нашему непосредственному наблюдению слоев земной коры.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ*

(Геология и геофизика, 1960, № 1)

Алмаз известен человеку многие сотни лет. Однако его добывали всегда лишь в россыпях, и происхождение этого минерала оставалось совершенно загадочным до 1870 г., когда в Южной Африке [Соболев В. С., 1951; Wagner, 1914; Williams, 1932] были найдены коренные месторождения алмазов. Вследствие полной разрушенности пород у поверхности вначале и эти месторождения принимались за россыпи, но вскоре было твердо установлено, что здесь имеется своеобразная вулканическая порода, названная кимберлитом. Правда, и до настоящего времени многое в образовании этих пород и самих алмазов еще остается неясным. Однако накопился большой фактический материал, позволяющий с достаточной определенностью судить об основных чертах процесса генезиса алмаза. Сохранение же до настоящего времени отдельных устарелых или появление новых совершенно необоснованных гипотез связано не с недостатком, а с незнанием или игнорированием фактического материала.

Как известно, кимберлиты представляют собой своеобразные ультраосновные породы эффузивного облика с отчетливо выраженным щелочным уклоном. Они всегда залегают в виде небольших тел, чаще характерных трубок, реже жил. При этом заполнение трубок, а отчасти и жил представляет собой не обычную изверженную породу, образовавшуюся в результате застывания текущей магмы, а брекчию, всегда весьма богатую обломками посторонних пород. Часть этих обломков, несомненно, захвачена по пути следования магмы из прорванных пород, причем нередко эти обломки перемещались на значительные расстояния не только вверх, но и вниз и находятся теперь далеко от тех пластов, из которых они захвачены и которые в ряде случаев в настоящее время уже смыты. Другая часть обломков не отвечает непосредственно разрезу прорванных пород, но характерна для самих кимберлитов. Сюда относятся обломки ультраосновных пород, а также эклогитов, которые с удивительным постоянством повторяются как в трубках различных районов Африки, так и в районах Якутии [Бобриевич и др., 1957], хотя в разных соотношениях и количестве.

Большинство исследователей кимберлитов считает, что кимберлитовые трубки образовались в результате взрывов. При этом происходил не только выброс материала, но и обратное его засасывание в образовавшуюся воронку. Отмечен целый ряд характерных черт, связанных с образованием трубок: наличие своеобразных вертикальных струй, отличающихся по своему материалу, в частности по содержанию и типу алмазов; образование воронкообразных расширений при переходе трубки из более жестких пород в более мягкие; внедрение материала в небольшие трещины, примыкающие к трубке, причем в отдельных случаях сюда попадали обломки, размеры которых больше самих трещин. Величина отдельных обломков в трубке весьма велика и иногда измеряется десятками метров.

Некоторые трубки прослежены горными выработками на глубине более 1 км. Однако, как правило, их сечение несколько меняется и становится более вытянутым в одном направлении. В то же время наблюдается и характерное линейное расположение трубок. Все это заставляет предполагать, что на некоторой глубине форма тела изменяется и трубка переходит в жилу, причем на одной жиле сидят как бы несколько трубок. Так было установлено, что трубка Кимберли соединяется жилой с трубкой Августин, находящейся от нее на расстоянии 0,8 км. Некоторые трубки расположены на пересечении двух жил (Нью Эланд).

---

* Доклад прочитан на общем собрании Сибирского отделения Академии наук СССР 26 марта 1959 г.

Рассмотрение процесса формирования кимберлитовых трубок при взрывах так же, как и другие вопросы образования интрузивных тел вообще, еще ждет подробного анализа при участии специалистов смежных областей науки, в первую очередь гидродинамики и механики. Однако уже сейчас можно утверждать, что здесь мы, в сущности, имеем не настоящий взрыв, связанный с быстрым поднятием давления в какой-то магматической камере, а прорыв земной коры при движении магмы, находящейся под очень большим давлением. Сначала на значительной глубине это движение происходило по вертикальной трещине, причем уже и здесь иногда наблюдалась характерная брекчиевая текстура. После того как магма достигла сравнительно небольших глубин, отдельные струи ее пробивают земную кору и фонтаном вырываются наружу, отчасти всасываясь затем в образовавшуюся воронку. При этом трубка либо полностью заполняется одним обломочным материалом, либо последний цементируется в ней продолжающей поступать снизу магмой.

Сопоставляя имеющиеся данные по прослеженной глубине трубок, а также по характеру обломков в отдельных трубках Якутии [Бобриевич и др., 1957; Бобриевич, Соболев В. С., 1957], можно предполагать, что этот взрыв, то есть переход от жилы к трубке, произошел на глубине 1,5—2 км. Так, в трубках Далдынского района, где глубина фундамента менее указанной величины, мы видим обильные ксенолиты кристаллических пород, которые почти совершенно отсутствуют в трубке Мир, где глубина залегания архея, по-видимому, превышает 2 км.

Генетическая связь алмазов с кимберлитами сейчас является твердо установленным фактом. Однако в течение многих лет велась большая дискуссия по основным вопросам их происхождения, которая и сейчас еще не вполне закончена.

Одна из первых гипотез генезиса алмазов в кимберлитах, высказанная Люисом, основывалась на их связи с ксенолитами углей [Wagner, 1914; Williams, 1932], обнаруженных в первых кимберлитовых трубках. При этом, естественно, предполагалось, что образование алмазов происходит уже после проникновения кимберлита в трубку и захвата этих ксенолитов. В настоящий момент накоплено большое количество фактов, убедительно доказывающих, что образование алмазов не связано ни с какими углистыми ксенолитами. Было найдено большое количество трубок, которые не прорывали угленосных отложений и не содержали никаких углистых включений и тем не менее алмазоносны. С другой стороны, было показано, что ксенолиты угля в кимберлитовых трубках совершенно не метаморфизованы. Наконец, в последнее время путем исследования изотопного состава углерода было выяснено, что отношение C^{13}/C^{12} [Neuhaus, 1954] в алмазах отличается от такового в органическом углероде, углях, в большей части графита и соответствует составу углерода в углекислоте и известняках.

Однако все указанные факты, однозначно отвергая роль ксенолитов угля, еще не доказывают, что алмазы образовались до внедрения кимберлита в трубки, и старое представление до сих пор встречается у многих ученых, особенно у тех, которые непосредственно сами не занимаются геологией алмазных месторождений. Важным основанием для сохранения таких представлений являются приводимые в литературе «факты» о том, что в некоторых случаях с глубиной якобы уменьшается содержание алмазов в кимберлите, например в трубке Дебирс. Если приведенные данные действительно принимать за факт, то их трудно трактовать иначе, нежели доказательство образования алмазов на месте. Однако такое представление коренным образом противоречит всем данным минералогии кимберлитов.

По мнению автора, все объясняется тем, что в африканских трубках разложение кимберлита идет на очень большую глубину и извлечение алмазов с глубиной становится все более трудным, вследствие чего добывается меньший процент камней; при извлечении из породы отдельные камни

дробятся, что сказывается и на средних размерах добываемых алмазов. Более того, сами данные, дающие представление об уменьшении концентрации с глубиной, относятся далеко не ко всем трубкам. Так, в трубке Премьер, начиная с некоторой глубины, концентрация алмазов в течение 25 лет оставалась постоянной. В наиболее глубокой выработке — трубке Кимберли — совсем не отмечается уменьшение содержания алмазов с глубиной.

Представление об образовании алмазов до взрыва (и, следовательно, невозможность закономерного уменьшения содержания алмазов в трубке с увеличением глубины) является настолько несомненным, что с полной ответственностью может быть рекомендовано для перспективной оценки коренных месторождений алмазов.

Фактами, доказывающими «глубинное» происхождение алмазов в кимберлитах, являются: нахождение обломков кристаллов алмаза в кимберлитовой брекчии, причем в ряде случаев в разных местах удавалось находить обломки одного и того же кристалла; сама величина кристаллов алмазов, несоразмерная с величиной микролитов последней стадии кристаллизации; нахождение в кристаллах алмазов многочисленных включений минералов, которые, несомненно, не были устойчивыми в последние этапы движения кимберлитовой магмы, в первую очередь пиропа. В алмазах неоднократно находят идиоморфные мелкие кристаллики пиропа, в то время как еще до взрыва вокруг пиропа в кимберлите наблюдается образование келифитовых каемок и идиоморфные кристаллы здесь не характерны. В алмазах встречаются также включения ильменита, который относится к ранней стадии кристаллизации кимберлитовой магмы и на поздней стадии обрастает корочками перовскита. Наконец, отдельные следы графитизации алмаза также доказывают, что его кристаллизация происходила при температуре порядка 1200 °С, в то время как температура кимберлитовой брекчии в трубке была значительно ниже.

Другая важная гипотеза образования алмазов, в несколько измененном виде нередко сохраняющаяся и доныне, возникла после того, как в 1899 г. [Bonney, 1899] был описан замечательный ксенолит эклогита, содержащий видимые алмазы. Этот ксенолит происходит из Ньюландской трубки в Южной Африке и в настоящее время хранится в Лондонском музее. При незначительных размерах ксенолита, порядка 20 куб. дюймов (около 300 $см^3$), здесь было найдено 10 кристаллов алмаза, из которых самый крупный достигал размеров 4 мм, причем все кристаллы были представлены плоскогранными октаэдрами. Вокруг кристаллов граната отмечена келифитовая кайма, в которой присутствует биотит, но более детальных исследований граната и пироксена не производилось.

Нахождение указанного алмазоносного ксенолита привело к развитию гипотезы о том, что все алмазы кимберлитов захватываются ими на глубине из эклогитового слоя, а в самих кимберлитах происходит лишь оплавление кристаллов алмаза.

В отношении генезиса округлых алмазов мы отметим лишь, что кристаллографы до сих пор ведут дискуссию по этому вопросу: в то время как одни категорически утверждают, что такие алмазы представляют собою формы растворения, другие считают, что это, несомненно, формы роста. Не входя в обсуждение этого вопроса, мы приведем другие соображения, относящиеся к этой проблеме.

Прежде всего отметим, что находка Боннея и высказанная им теория заставили обратить особое внимание на поиски алмазов в эклогитах, вплоть до дробления и обогащения большого количества включений. Однако, несмотря на тщательные поиски, до настоящего времени известны лишь единичные находки ксенолитов алмазоносных эклогитов, причем каждый раз это обычно ксенолиты с весьма высоким, совершенно необычным для кимберлитов содержанием алмазов. Об одной такой находке без детального описания сообщает Вильямс [Williams, 1932]. В 1958 г. очень интересный ксенолит алмазоносного эклогита был найден в трубке Мир в

Якутии. Наряду с алмазами в этом ксенолите присутствуют идиоморфные чешуйки графита, но последовательность кристаллизации остается неясной. Вместе с тем необычно высокая концентрация алмазов при отсутствии зонального распределения не оставляет сомнения в том, что алмаз образовался в эклогите до его захвата кимберлитовой магмой.

В кимберлитах Якутии устанавливается по крайней мере два типа включений с характерным для эклогитов парагенезисом минералов пиропальмандинового граната с моноклинным пироксеном. Первый тип — это своеобразные кристаллические сланцы, в которых наряду с гранатом и моноклинным пироксеном, т. е. типичным парагенезисом эклогитов, обычно присутствуют кислый плагиоклаз и скаполит. Найдены также ксенолиты промежуточного характера между такими «плагиоклазовыми» эклогитами и гиперстеновыми кристаллическими сланцами, типичными для архейского фундамента. В таких породах мы видим развитие парагенезиса граната с моноклинным пироксеном наряду с остатками гиперстена, т. е. своеобразную эклогитизацию. Это позволяет предполагать, что указанные включения захвачены из кристаллического основания, в котором среди гиперстеновых гнейсов развиваются линзы эклогитизированных кристаллических сланцев.

Второй тип эклогитовых ксенолитов характеризуется не только отсутствием плагиоклаза, но и иным характером граната. Гранат здесь содержит еще меньше альмандинового компонента (10—15 % вместо 30—35 % для включений первого типа) и богат окисью хрома. Этот гранат сходен с гранатом перидотитовых включений, в которых иногда наблюдается переслаивание перидотитов и типичных эклогитов. Такие эклогиты и перидотиты (весьма сходные с пироповыми перидотитами Чехословакии) не известны среди пород архея Сибири и принесены кимберлитовой магмой с больших глубин, вероятно, из тех участков земной коры, где эта магма образовалась.

Эклогит с алмазами по гранату подобен эклогитовым породам первого типа и эклогитам метаморфических комплексов вообще и отличен от эклогитов второго типа, но плагиоклаз в нем отсутствует. По железистости фемических минералов описанный эклогит, по существу, не относится к типу включений, родственных кимберлитам. Вместе с тем присутствие в нем алмазов заставляет предполагать, что, несмотря на указанное сходство, данная порода образовалась при более высоких давлениях, чем те, которые достигаются при обычном метаморфизме и привнесены магмой также с больших глубин. В связи с данной проблемой следует проводить дальнейшее детальное изучение эклогитов среди обычных метаморфических комплексов на Урале, на Кольском полуострове, в Енисейском кряже и обратить особое внимание на поиски и изучение эклогитов в Анабарском массиве.

Несмотря на указанные выше находки, отнюдь нельзя согласиться с выводом, что все алмазы в кимберлитах попадают сюда из эклогитов. Прямым опровержением такой гипотезы (не говоря уже о редкости алмазоносных эклогитов) являются многочисленные включения оливина в алмазах. В связи с этим особое внимание было обращено на поиски алмазов в ультраосновных включениях, особенно гранат-оливиновых ксенолитах. Вильямс указывает, что такие находки имеются, но не дает, однако, детального описания, что ставит под сомнение их достоверность. Кроме того, как уже отмечено выше, якутские алмазоносные эклогиты не родственны перидотитам, и в этих эклогитах вряд ли можно ожидать присутствия оливина. Все это ставит под большое сомнение гипотезу о том, что все алмазы кимберлитов захвачены ими из алмазоносных глубинных пород, и мы, естественно, приходим к выводу, что алмазы кристаллизовались в самой кимберлитовой магме, однако на ранней стадии ее развития.

Среди минералов кимберлитов отмечается по крайней мере три генерации. К первой генерации относятся крупные кристаллы оливина, вероят-

но пироп и ильменит, весьма близкие к таковым многих ультраосновных включений. В отдельных случаях такие включения могли образоваться даже в результате скопления ранних кристаллов, но большей частью они представляют собой ксенолиты, захваченные магмой в момент ее образования. Наиболее вероятно, что именно к этой стадии, для которой характерен рост крупных кристаллов, относится и образование алмазов, захватывающих при своем росте мелкие идиоморфные кристаллы оливина, граната и других минералов.

Источником углерода для образования алмаза нужно считать ювенильную углекислоту, всегда присутствующую в магме. Выделение углерода здесь подобно образованию магматического графита и происходит в результате реакции Будуара; $2CO = CO_2 + C$. Восстановление углекислоты связано с присутствием большого количества свободного водорода или ювенильных углеводородов. Эту реакцию, однако, нельзя назвать пневматолитовой, так как все газы здесь растворены в магме, из которой и происходит выделение алмаза как магматического минерала.

Иначе обстоит дело в алмазоносных эклогитах, где очень высокое содержание алмазов и графита заставляет думать, что углерод присутствовал в самой метаморфической породе, возможно, в качестве органических остатков. Для проверки следует провести исследования изотопного состава углерода алмаза и графита этих пород.

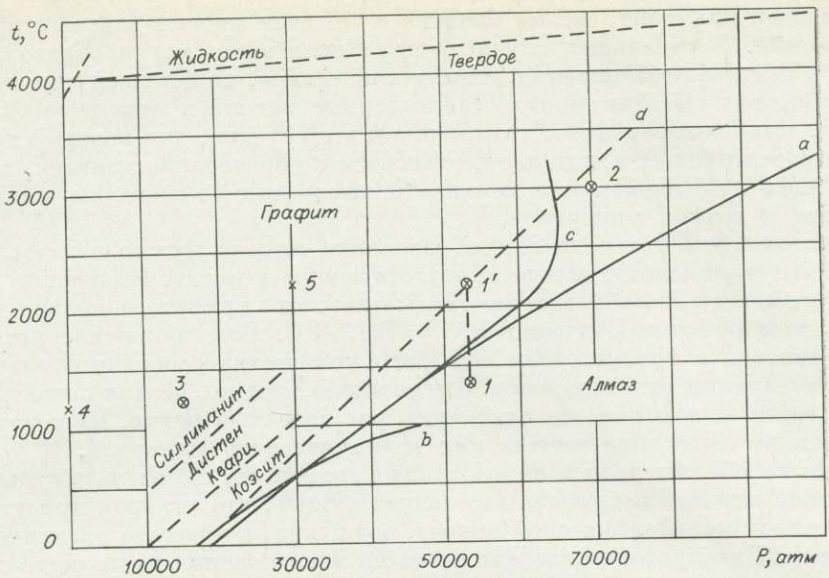
Вторая генерация минералов — это мелкие порфировые вкрапленники оливина, а также магнезиального биотита, которые образуются в кимберлитовой магме уже во время ее движения по трещинам. Гранат в этих условиях неустойчив, и происходит его оплавление или образование келифитовой каймы. Ильменит также перестает быть устойчивым и замещается перовскитом. Таким образом, кимберлитовая магма в этой стадии приобретает щелочной характер и в связи с этим становится еще более недосыщенной кремнекислотой.

Следует полагать, что в этой стадии вследствие снижения давления алмаз также становится неустойчивым и начинается его оплавление, а в некоторых случаях — и частичная графитизация.

Как уже отмечено, очень ценный материал для расшифровки генезиса алмазов представляют собой установленные в алмазах включения минералов. Задачей ближайшего будущего является дальнейшее детальное их изучение, в частности, попытка отыскания включений вулканического стекла, что окончательно доказало бы магматическое происхождение алмазов.

Лишь третья генерация минералов кимберлитов — микролиты пироксена и, возможно, мелкие кубики перовскита — образовалась вероятно, уже после взрыва при быстром остывании кимберлитовой магмы. Дальнейшее изменение пород происходило при сравнительно низких температурах, во всяком случае ниже 400 °С.

Большой интерес представляет вопрос о термодинамических параметрах кристаллизации алмазов. Для второй стадии кристаллизации кимберлитовой магмы можно утверждать, что температура была ниже 1110—1200 °С, о чем свидетельствует образование первичного биотита, близкого к флогопиту [Yoder, Eugster, 1954]. Температура при кристаллизации самих алмазов была, по-видимому, несколько выше, о чем свидетельствуют следы графитизации, хотя и незначительные. Как показали опыты, даже при низких давлениях графитизация начинается лишь при температуре выше 1200 °С, а повышение давления требует еще более высокой температуры. В то же время температура кристаллизации алмазов не может быть и особенно высокой, о чем, в частности, свидетельствуют включения силикатов. Если бы можно было доказать нахождение первичных включений биотита в кристаллах алмаза, это позволило бы более определенно говорить о верхнем пределе температуры при его образовании, но упомянутые в литературе включения могли быть и вторичными — слюда могла бы образоваться по трещинам кристаллов алмаза.



Сравнительные данные равновесия графит — алмаз.

a — кривая равновесия алмаз — графит, по О. И. Лейпунскому [1939]; *b* — кривая равновесия алмаз — графит, по Р. Ф. Горансону [1954]; *c* — кривая равновесия алмаз — графит с предполагаемым перегибом, по Лильебладу [Neuhaus, Meyer, 1957]; *d* — кривая равновесия алмаз — графит с учетом данных синтеза алмазов шведской компанией [Neuhaus, Meyer, 1957] при отсутствии перегиба; *1—1'* — температура и давление в опытах Стронга [Bundy et al., 1955; Neuhaus, Meyer, 1957]; *2* — температура и давление при синтезе алмазов шведской компанией [Neuhaus, Meyer, 1957]; *3* — температура и давление при сомнительном синтезе алмазов концерном Фарбениндустри [Neuhaus, Meyer, 1957]; *4* — нижний предел температур графитизации алмаза при низком давлении [Pinney, 1954]; *5* — верхний предел давления графитизации алмаза при температуре 2700 °С, по Бриджмену [Neuhaus, Meyer, 1957].

Переходя к давлениям, можно лишь утверждать, что, несмотря на различные высказывания о метастабильном алмазообразовании, длительный рост при высоких температурах представлял собой, несомненно, процесс равновесой кристаллизации в термодинамическом поле устойчивости алмаза. Минералогические наблюдения позволяют считать, что для этого нужны были давления во всяком случае более высокие, чем те, которые необходимы для образования дистена, так как в дистеновых породах нередко присутствует графит и нигде до сих пор не найдено алмаза. В связи с этим на рисунке, где собраны все данные, касающиеся устойчивости алмаза, нанесена также изученная недавно [Clark et al., 1957] кривая равновесия силлиманит — дистен. Таким образом, давление, необходимое для образования алмаза, уже при 1000 °С должно было быть выше 20000 атм, а при более высокой температуре еще более высоким. Никаких минералов, которые позволили бы определить верхний предел давления при кристаллизации в кимберлитах, к сожалению, нет. Оливин, пироп и другие характерные спутники не претерпевают, по-видимому, никаких полиморфных превращений или разложения при достаточно высоких давлениях. Этот процесс, в частности, в отношении оливина заслуживает в дальнейшем специальной проверки, так как теоретически представляется возможным что при очень высоких давлениях произойдет его распад на окислы с образованием коэсита [Хитаров и др., 1957; MacDonald, 1956].

Забегая несколько вперед, отметим, что, судя по экспериментальным данным, давление образования алмаза в кимберлите при температуре 1000 °С должно быть порядка 40000 атм.

Как известно, кимберлитовые трубки широко распространены в южной части Африки, как непосредственно в самой Южной Африке, так и на территории Бельгийского Конго, Анголы и Танганьики. Исключительное сходство геологического строения этой области с Сибирской платформой позволило сделать предположение о возможности находки кимбер-

литов в Северной Сибири [Моор, Соболев В. С., 1957], что подтвердилось в результате больших поисковых работ. Теперь мы имеем здесь вторую крупнейшую кимберлитовую провинцию от Вилюя до Ледовитого океана, где уже сейчас известно до 100 трубок.

Как в Южной Африке, так и в Сибири в вулканической истории платформ гораздо большую роль, чем кимберлиты, играют породы базальтового ряда, так называемые карру-долериты в Африке и траппы в Сибири [Соболев В. С., 1936]. Кимберлиты распространены главным образом на окраинах трапповой области и имеют с ними лишь косвенную связь: те и другие представляют собой особые этапы в развитии магматизма платформы.

В Южной Африке кимберлиты значительно моложе долеритов, и вопрос о их генетической связи с долеритовой магмой обычно не возникает. В Сибири мы имеем несколько иную картину. Здесь трапповый вулканизм и образование кимберлитов не только сближены во времени, но одна фаза траппового вулканизма даже более молодая, чем кимберлиты (последние имеют здесь, по-видимому, триасовый возраст). В связи с этим довольно широко распространена гипотеза о том, что кимберлитовая магма генетически связана с магмой трапповой [Лебедев, 1957; Леонтьев, Каденский, 1957]. Мы никоим образом не можем согласиться с таким положением, не говоря уже о том, что в результате кристаллизационной дифференциации трапповой магмы могли бы образоваться ультраосновные породы, но не ультраосновная магма, сам состав минералов исключает всякую возможность генетической связи. Действительно, изучение дифференциатов трапповой магмы показывает, что состав первых кристаллов оливина здесь характеризуется содержанием не менее 15—20 % фаялитового компонента [Соболев В. С., 1936], в то время как оливин кимберлита содержит не более 10 % фаялита [Бобриевич и др., 1957]. С другой стороны, кимберлиты, несомненно, родственны щелочным породам района Котуя и, по существу, петрографически совершенно идентичны меймечитам, входящим в этот комплекс. Следует напомнить, что вулканические породы ультраосновного типа с сильно выраженной щелочной тенденцией типа мелилитовых базальтов давно считаются генетически близкими кимберлитам Южной Африки и именно нахождение подобных щелочных пород сначала на Таймыре [Соболев В. С., 1937], а затем в районе Котуя [Бутакова, 1956; Моор, Соболев В. С., 1957] явилось последним звеном в цепи, позволившим уточнить сопоставление Южной Африки с Сибирской платформой и высказать гипотезу о возможности нахождения здесь кимберлитов.

Точно так, как и в отношении кимберлитов, можно утверждать, что эти породы не связаны с трапповой магмой. Мы можем согласиться с представлениями Ю. М. Шейнманна [1955], что магматические очаги имеют здесь более глубокое заложение. По сравнению с кимберлитами поднятие магмы данного комплекса происходило сравнительно медленно, отчего, по-видимому, и зависит обогащение щелочами и развитие своеобразного ряда щелочных пород, вплоть до ийолитов. Вероятно, давление здесь было гораздо ниже уже в самих очагах и во всяком случае понижалось настолько медленно, что если алмазы и были в первоначальной породе, то они полностью исчезли при последующих процессах.

В связи с проблемой размещения кимберлитов возникает два важных вопроса: имеются ли кимберлиты в южной части Сибирской платформы и можно ли ожидать присутствия их на окраинах Русской платформы?

Отвечая на первый вопрос, мы должны признать, что еще недостаточно знаем закономерности распространения кимберлитовых трубок, чтобы предвидеть их положение на платформе. Казалось бы, что нет никаких оснований сомневаться в том, что кимберлитовые трубки могли образоваться на юге, на краю распространения области траппов, тем более, что здесь известны находки алмазов. Однако при дальнейшей постановке поисков необходимо учитывать, что южная часть Сибирской платформы

геологически и минералогически изучена несравненно больше, чем северная часть до последнего времени, и поэтому здесь вряд ли возможны неожиданные находки многочисленных и богатых трубок.

Что касается второго вопроса, то для ответа на него мы имеем еще меньше данных. В последние годы поиски алмазоносных кимберлитов привлекают к себе серьезное внимание как на окраинах Русской платформы, так и в Канаде (в сходных условиях). Однако до настоящего времени удавалось найти лишь породы, в той или иной степени приближающиеся к кимберлитам, но не вполне идентичные им и в то же время не содержащие алмаза. Именно к такому типу относятся своеобразные породы, описанные как кимберлиты в Канаде [Watson, 1955]. Не вполне отвечает кимберлитам и своеобразная трубка, найденная недавно на Кольском полуострове. Породы имеют здесь более щелочной характер, а давление во всяком случае незадолго до взрыва было значительно ниже, о чем, в частности, свидетельствует образование плагиоклаза в частично переплавленных ксенолитах эклогитоподобных пород (материалы Курылевой).

Русская платформа существенно отличается от Сибирской и Африканской отсутствием сравнительно молодого траппового вулканизма. Близкая по типу магматическая формация относится здесь к гораздо более древнему, вероятно, рифейскому возрасту. Пока что мы нигде не знаем кимберлитов в этих условиях и не можем предвидеть, будут ли они найдены здесь в дальнейшем. Известным положительным фактором является близость щелочных формаций Котуйского района формациям Кольского полуострова, что свидетельствует о развитии близких вулканических очагов. Однако это может быть и отрицательным фактором, так как развитие очагов этого типа шло в ином направлении, чем в случае кимберлитов. Наконец, следует отметить, что для этих областей еще в большей степени, чем для южной части Сибирской платформы, нужно учесть их большую изученность, в связи с чем трудно ожидать находок больших алмазных месторождений.

Итак, связь коренных месторождений алмазов с кимберлитами является несомненным фактом. Но в литературе имеется много единичных упоминаний о находках алмазов в других породах [David, 1907; Harger, 1910]; в основных (Австралия и Южная Африка) и в глубинных ультраосновных [Camsell, 1918]. Естественно, что каждая такая находка привлекала к себе большое внимание. Однако тщательная проверка не подтверждала присутствие алмазов в основных породах и, сопоставляя литературные данные, автор уже в 1940 г. [Соболев В. С., 1951] (как и многие другие исследователи) пришел к заключению, что эти находки не являются достоверными и не могут быть основой для проведения поисков.

Тем не менее иные точки зрения существуют и в настоящее время, даже в отношении Сибирской платформы, где поиски были предприняты в расчете на кимберлиты, после находок алмазов в россыпях высказывались предположения, что коренными месторождениями будут те или иные разновидности траппов и что главное — это сама трубка взрыва, а отнюдь не состав пород, заполняющих трубку. Как известно, на Сибирской платформе были найдены типичные кимберлиты, но вопрос о поисках алмазов в основных породах других районов по-прежнему не снимается, хотя сама кристаллизация плагиоклазов, особенно вместе с пироксеном, содержащим избыток энстатитового компонента, показывает, что при кристаллизации этих пород давление было гораздо ниже, чем необходимо для образования алмаза. При достаточно высоких давлениях вместо указанных минералов должен кристаллизоваться пироп, и мы имели бы породы типа магматических эклогитов.

Гораздо более сложным является вопрос о возможности присутствия алмазов в глубинных ультраосновных породах. Дело в том, что в мире известно большое количество россыпных месторождений алмазов, для которых, несмотря на самые тщательные поиски, никак не удается найти коренной источник. В огромном большинстве случаев оказывается, что

такие россыпи располагаются вблизи развития ультраосновных пород. Естественно, что поиски алмазов производились неоднократно, но, по существу, они не увенчались серьезным успехом, и даже в Канаде, где, казалось бы, удалось найти микроскопические алмазы в ультраосновных породах, эти находки впоследствии не подтвердились. Таким образом, коренной источник многих месторождений алмазов, в том числе и алмазов Урала, продолжает оставаться загадочным, но наиболее правдоподобной рабочей гипотезой остается предположение о их связи с гипербазитами. Вероятно, в результате сравнительно медленного поднятия магмы и кристаллизации массивов на значительной глубине большая часть алмазов здесь успела полностью разрушиться и остались редкие единичные кристаллы в таком количестве, что их невозможно обнаружить непосредственно обогащением ультраосновных пород. Однако исследования в этом направлении следует продолжать, причем особого внимания заслуживают пироповые перидотиты Чехословакии.

Заканчивая рассмотрение коренных источников алмазов, следует упомянуть, что они были найдены также в некоторых метеоритах: как в железном метеорите каньона Колорадо [Kunz, 1888], так и в каменных метеоритах [Kunz, Huutington, 1893; Urey, 1956; Urey et al., 1957]. Интересно отметить, что каменные метеориты с алмазами относятся к так называемым уреилитам и по своему составу аналогичны ультраосновным породам и не содержат плагиоклаза [Кваша, 1958].

* * *

В тесной связи с проблемой генезиса алмаза в природе стоит задача искусственного получения этого ценного материала *. История синтеза алмаза разделяется на два периода. К первому относится многочисленная серия разнообразных опытов, в которых исследователи ощупью обычно пытались воспроизвести ту или иную характерную особенность природного процесса, не имея возможности даже контролировать условия собственных опытов. Второй период относится, по существу, к последнему десятилетию и связан с поисками условий стабильности алмазов с использованием новейших технических возможностей.

Оценка результатов опытов первого периода является весьма затруднительной, так как отсутствует в большинстве случаев точная диагностика и синтезированные алмазы не сохранились. Невоспроизводимость опытов может быть отчасти объяснена засекречиванием каких-либо существенных деталей. С другой стороны, исключительный ажиотаж, который поднимался вокруг этой проблемы, мог привести и к прямой фальсификации, и, следовательно, даже в том случае, когда алмазы сохранились, нельзя быть уверенным, что они действительно получены автором экспериментов.

Из старых опытов наибольший интерес, несомненно, представляют эксперименты Ханнея [Hanney, 1880], так как это единственный случай, когда сохранились синтезированные кристаллы. Он помещал смесь парафиновых углеводородов и костяного масла с расплавленным металлическим литием в герметически заклепанные стальные трубы типа пушечных стволов и нагревал их до красного каления в течение 14 часов. В некоторых из многочисленных опытов ему как будто бы удалось получить алмазы, 12 кристалликов которых хранятся в Лондонском музее (правильность определения была подтверждена [Bannister, Lonsdale, 1943].) Относятся они к сравнительно редкому типу, прозрачному для ультрафиолетовых лучей. Другим авторам, пытавшимся повторить опыты Ханнея, получить алмазы не удалось.

Гораздо более известны опыты Муассана, который пробовал получить алмазы, растворяя углерод (сахарный уголь) в расплавленном железе и

* Приведенные данные взяты частично из цитированных первоисточников, частично же из интересной сводной статьи Нейгауза [Neuhaus, 1954; Neuhaus, Meyer, 1957].

быстро охлаждая его. Автор пытался как бы воспроизвести здесь условия образования алмазов в железном метеорите. По утверждению Муассана, им были получены алмазы, которые полностью сгорали в струе кислорода и царапали корунд. К сожалению, алмазы, синтезированные Муассаном, не сохранились и у большинства исследователей, пытавшихся получить таким способом алмазы, опыты не удались. До сих пор не имеется полной ясности, что же именно получил Муассан, и вопрос остается дискуссионным. С одной стороны, большинство ученых высказывает уверенность, что полученные Муассаном кристаллы не представляли алмазы, с другой стороны, совсем недавно был запатентован процесс синтеза алмазов, близкий по типу к опытам Муассана.

Так, в 1930—1933 гг. была сделана заявка на получение технических алмазов концерном «Фарбениндустри», основанная на кристаллизации углерода из расплава металлического железа с доменным шлаком. Кристаллизация производилась при температуре 900—1100 °С и давлении до 15 000 атм, т. е. заведомо в поле устойчивости графита (см. рисунок, точка 3). Поэтому заявка должна считаться весьма сомнительной.

Среди многочисленных других опытов следует упомянуть попытки получения алмазов путем кристаллизации углерода из силикатного расплава, близкого по составу к кимберлиту, опыты в пламени вольтовой дуги, электролиз карбида кальция. Во всех этих опытах не учитывалась роль высокого давления, и они все, по-видимому, были неудачными, хотя авторы часто утверждали, что ими получены алмазы, и даже издавали по этому поводу целые монографии, как, например, монографии Буаменю.

Особый интерес представляют опыты Слаусона [Slawson, 1953], который подвергал сжатию HgC_2 до 35 000 атм при низкой температуре, т. е., несомненно, в области устойчивости алмаза (см. рисунок). Но он получил только графит. Неудачу этих опытов связывают с наличием в исходном соединении двойных связей между атомами углерода, что как будто должно благоприятствовать метастабильному образованию графита.

Второму периоду получения искусственного алмаза предшествуют работы по выяснению полей устройства полиморфных модификаций углерода. Измерение основных параметров позволило подойти к термодинамическому расчету реакции превращения. Одна из первых попыток такого расчета была сделана О. И. Лейпунским [1939], который построил кривую превышения (см. рисунок), а также пришел к заключению, что непосредственное превращение графита в алмаз, даже в соответствующем термодинамическом поле, является маловероятным. В дальнейшем были сделаны еще другие расчеты, причем кривые различий авторов отличаются друг от друга в деталях, но в общем сходны по своему положению. Можно считать установленным, что даже при низких температурах для кристаллизации алмаза нужно значительное давление — более 10 000 атм. Ряд таких кривых приведен нами на рисунке.

Были также определены температура плавления углерода и положение тройной точки графит — жидкость — газ с температурой около 3700 °С и давлением 100 атм. При увеличении давления кривая плавления повышается, и пересечение ее с приведенными кривыми превышения должно произойти при температуре порядка 5000 °С и давлении около 150000 атм.

Экспериментируя в области очень высоких давлений, Бриджмен [Bridgman, 1955; Neuhaus, Meyer, 1957], прежде чем подойти к синтезу алмаза, впервые занялся обратной задачей — превращением алмаза в графит, причем получил довольно интересные результаты. Оказалось, что повышение давления препятствует реакции графитизации и при температуре 2700 °С графитизация алмаза полностью прекращается при давлении 30 000 атм. Однако указанную точку отнюдь нельзя считать точкой кривой равновесия, как это иногда полагают. На нашем графике нанесена другая подобная точка (см. рисунок, точка 4), относящаяся к границе графитизации при низких давлениях в нейтральной атмосфере [Pinney, 1954]; гра-

фитизация совершенно не наблюдается при температуре ниже 1200 °С. Если соединить две указанные точки, мы получим своеобразную линию, почти параллельную кривой превращения, отделяющую поле метастабильного существования алмаза в области устойчивости графита.

Практическое решение вопроса искусственного получения алмаза стало возможным благодаря развитию техники. Удалось повысить верхний предел возможных давлений при высокой температуре до 100 000 атм, причем эти давления можно поддерживать уже в течение нескольких часов, а не секунд, как это было раньше. В результате создания таких аппаратов почти одновременно в ряде лабораторий удалось получить алмазы, подлинность которых была проверена рентгенометрически и не вызывает сомнения. Однако и в настоящее время нужные термодинамические условия лежат еще на грани возможностей современной техники и требуют весьма дорогого и сложного оборудования, так что экономическая рентабельность получения искусственных алмазов пока остается под сомнением.

Первые данные о получении искусственных алмазов были опубликованы «Дженерал Электрик» в США [Холл, 1959; Man-madediamonde, 1959]. Как правило, во всех случаях мы имеем лишь краткие сообщения без детальных описаний условий опыта. Стронг работал при давлении 53 000 атм и температурах между 1300 и 2200 °С (см. рисунок, 1—1′); исходным продуктом являлось какое-то непредельное соединение углерода. Вообще, сейчас этому вопросу придается большое значение, в связи с чем данные о составе используемых продуктов остаются в секрете. В частности, считают, что не только графит, но и ароматические соединения углерода неблагоприятны для образования алмазов. Кроме того, используются неорганические добавки, о чем свидетельствует присутствие в полученных алмазах большого количества «золы», остающейся после сгорания. Опыт Стронга длился 16 часов, причем максимальные кристаллики алмаза достигали величины 1,2 мм.

Холл [Neuhaus, Meyer, 1957] работа еще при более высоких давлениях — от 53 000 до 100 000 атм и при температурах до 2700 °С. Ему удавалось получать кристаллы алмаза в течение нескольких минут, но кристаллы здесь были меньших размеров — до 0,5 мм.

В США почти одновременно с компанией «Дженерал Электрик» алмазы были получены компанией «Нортон» и Алмазной компанией.

Вскоре, по существу, было начато промышленное производство алмазов, и, по данным 1957 г. [Холл, 1959; Here come..., 1957], компанией «Дженерал Электрик» за короткий срок их было произведено 100 000 каратов. Однако стоимость карата искусственных алмазов оставалась еще более высокой, чем естественных алмазов того же типа (4,25 доллара и 2,85 доллара), и они направляются на производство «инкогнито» для избежания дискриминации. Настоящее промышленное производство обещали наладить не ранее, чем через два года, а сейчас искусственные алмазы составляют, по-видимому, лишь незначительный процент общего потребления алмазов в США.

Из других данных по получению искусственных алмазов особенно большой интерес представляет сообщение шведской компании [Neuhaus, Meyer, 1957]. Здесь более точно приводятся термодинамические условия получения алмазов: $P_1 = 70\,000$ атм, $t = 3000$ °С. Точка 2 (см. рисунок), лежит в такой области, которая, по предыдущим данным, должна быть полем устойчивости графита, что заставляет пересмотреть положение кривой равновесия. Лильеблад, интерпретируя полученные результаты, полагает, что в области высоких температур и давлений вследствие резкого изменения энтропии наблюдается перегиб кривой равновесия *c* (см. рисунок). Если, воспользовавшись данной точкой 2, попробовать провести кривую без соответствующего перегиба, мы получим штриховую линию *d* (см. рисунок), лежащую значительно левее предполагаемых ранее кривых. Особенно интересно, что в таком случае нонвариантная точка прев-

ращения графита в алмаз в присутствии расплава смещается в область давления ниже 100 000 атм и появляется возможность попытаться кристаллизовать алмаз непосредственно из расплава.

Наконец, имеются указания о получении алмазов в Голландии [Немилова, 1956], а во время дискуссии по данному докладу Г. Б. Бокий сообщил, что недавно получены сведения об искусственном получении алмазов в Японии.

Таким образом, в настоящее время наука уже подошла к решению практической задачи искусственного получения алмазов, и, хотя трудно еще говорить о точных сроках, несомненно, что в ближайшем будущем производство технических алмазов приобретет промышленный характер. Вместе с тем уже проведенные лабораторные опыты, подтверждая в целом правильность предварительных термодинамических расчетов, показывают, что кривая равновесия по сравнению с предварительными данными, по-видимому, должна быть несколько смещена в область более низких давлений.

* * *

Возвращаясь к вопросам происхождения природных алмазов, следует упомянуть еще об одной важной для минералогии кривой, установленной в последнее время, а именно кривой превращения кварца в новую плотную модификацию кремнезема, так называемый коэсит (см. рисунок). Несмотря на тщательные поиски коэсита в природе даже в тех месторождениях, которые должны были образоваться при самых больших давлениях, он пока не найден, а совместно с жадеитом присутствует кварц. Это позволяет считать, что в зоне метаморфизма давление не поднималось достаточно высоко, т. е. было ниже 20 000—30 000 атм, в то же время часто превышая 10 000—15 000 атм. Отсутствие алмаза в метаморфических породах, особенно в обычных эклогитах при наличии здесь графита, показывает в полном соответствии с представлением о кривой равновесия графит — алмаз, что имевшие здесь место давления были недостаточны. В ультраосновных породах, где образовался алмаз, свободный кремнезем не кристаллизовался, и мы не имеем возможности пока проверить соотношение кривой образования коэсита и кривой алмаза. Расчетные данные показывали, что кривая графит — алмаз должна лежать значительно правее кривой образования коэсита. Однако трудно предполагать, что в природе имеется большой скачок между давлениями, достигаемыми в области метаморфизма, и давлениями, имевшими место в кимберлитах. Можно высказать предположение, что кривая превращения графита в алмаз (см. рисунок, *а*), очевидно, лежит вблизи кривой кварц — коэсит, а давление, имевшее место при образовании алмаза в кимберлите, вряд ли превышало цифру порядка 40 000 атм.

В заключение следует еще раз остановиться на одном важном для геологии обстоятельстве, которое до сих пор упускалось из вида многими авторами. При рассмотрении величины давления на той или иной глубине большинство исследователей склонно допускать, что оно полностью определяется давлением нагрузки вышележащих пород, и как только дело доходит до интерпретации тех или иных данных экспериментов [Горансон, 1954], сразу же приводится соответствующая кривая зависимости давления от глубины. При этом совершенно игнорируется тот факт, что метаморфизм с образованием таких минералов, как дистен, происходил на глубине меньше 25 км, а часто и гораздо меньше — 2—3 км. Таким образом, можно считать установленным, что на небольших глубинах могут возникать давления свыше 10 000 атм, которые более чем в 10 раз превышают соответствующие давления нагрузки. Представления о широких колебаниях давлений на одной и той же глубине [Соболев В. С., 1949] являются сейчас уже не гипотезой, а несомненным фактом. Очевидно, глубина определяет некоторый минимум давления, близкий не к весу столба пород, а к весу соответствующего столба воды, и некоторый максимум,

причем интервал между минимумом и максимумом весьма велик. Для обычной зоны метаморфизма (глубина 25 км) этот максимум давления определяется цифрой 20 000 атм.

В соответствии с указанным фактом теряют свое значение и все рассуждения об очень большой глубине заложения кимберлитовых очагов. Хотя они и являются более глубокими, чем очаги трапповой магмы, эта глубина не особенно велика и во всяком случае гораздо меньше, чем может быть рассчитана по давлению нагрузки. В противном случае такое незначительное количество магмы, конечно, не могло бы быстро достигнуть земной поверхности при сохранении достаточно высоких давлений. По-видимому, в геологических условиях краевых частей платформы создаются длительно существующие области повышенных давлений, с которыми еще с докембрийского времени было связано образование эклогитов. Выявление таких областей, а также непосредственное измерение не только вертикального, но и горизонтального градиентов давления в верхней части земной коры являются одной из ближайших задач современной геофизики.

ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ*

(Геология и геофизика, 1962, № 7)

Сибирская платформа характеризуется широким проявлением вулканизма, главным образом в самых верхах палеозоя и нижнем мезозое. Наибольшее развитие здесь имеет формация сибирских траппов, распространенных на площади более 1 500 000 км². Это эффузивные и гипабиссальные породы типа базальта — долерита, весьма сходные с аналогичными породами других районов Земли, в первую очередь с карру-долеритами. Поднятия трапповой магмы, начавшиеся в верхнем палеозое (в перми или даже в верхнем карбоне), достигли наибольшей интенсивности в нижнем триасе. При этом было выброшено большое количество пирокластического материала, образовавшего мощную туфовую толщу, происходили излияния лавовых покровов и образовывались гипабиссальные интрузии разных типов и размеров.

История вулканизма была достаточно сложной, и сейчас выделяется (М. Л. Лурье и В. Л. Масайтис) пять фаз и тринадцать интрузивных комплексов, отличающихся рядом особенностей и неодинаковым развитием в различных частях платформы.

Однако, несмотря на отличия, комплексы объединяют общие характерные черты, присущие трапповой магме: несколько повышенная железистость и особенно быстрое повышение относительной железистости в процессе кристаллизационной дифференциации. Повышение железистости фемических минералов при кристаллизации твердых растворов здесь доминирует над обычными прерывными реакциями ряда Боуэна. Так, например, оливин ранней генерации содержит от 20 % и более фаялитового компонента. Для обычных разностей траппов характерен оливин с содержанием фаялитового компонента около 40 %, а в пегматитообразных жилах железистость оливина доходит до 80 %.

Конечным остатком дифференциации, как правило, является микропегматит либо в мезостазисе, либо (в отдельных случаях) в виде жилок гранитного состава. Однако в количественном отношении значение таких обособленных гранитных выделений весьма мало. Гораздо реже в конечные этапы дифференциации образуются щелочные породы типа тешенита.

---

* Доклад, представленный Международному Тихоокеанскому конгрессу 1961 г.

Указанные выше особенности кристаллизационной дифференциации: быстрое изменение железистости фемических минералов и меньшая роль ступенчатых реакций — характерны не только для трапповых формаций, но и для более глубинных магматических комплексов платформы. К последним относятся, в частности, габбро-габбро-диорит-гранитный комплекс окраин Русской платформы с характерными гранитами типа рапакиви. Именно железистостью фемических минералов такие комплексы отличаются от типичных гранодиоритовых комплексов орогенных зон, в которых кристаллизация в основном соответствует известному ряду Боуэна. Относительное повышение железистости фемических минералов здесь происходит гораздо медленнее, что особенно хорошо заметно, если этот процесс сопоставить с изменением состава плагиоклаза.

Наряду с трапповой формацией, отчасти одновременно с ней, отчасти несколько позже, на окраинах платформы широко проявился вулканизм другого типа — с образованием ультраосновных и щелочных пород. В одних районах образовались сложные дифференцированные комплексы эффузивов и интрузивов, в других — кимберлиты.

Типичный пример сложных дифференцированных комплексов мы видим на севере Сибирской платформы в районе так называемой Гулинской интрузии. Эффузивные породы варьируют от меймечитов, являющихся наиболее близкими аналогами настоящих гипербазитов, до различного рода щелочных базальтоидов, содержащих нефелин или плагиоклаз. Среди интрузивных пород также имеются все вариации от дунитов до различных щелочных пород, богатых нефелином. Характерно присутствие карбонатитов.

Установлено (Е. Л. Бутакова, Ю. М. Шейнманн), что образование вулканических пород по времени здесь в основном совпадает с трапповым магматизмом. Имеются траппы более древние, чем щелочные породы, и траппы более молодые.

Кимберлитовая формация развита на северо-восточной окраине платформы, причем в настоящее время известно уже более ста трубок и даек кимберлитов. Для некоторых кимберлитовых тел устанавливается такое же соотношение с траппами, как и у щелочных базальтоидов, и возраст их определяется пермским, вероятно, верхнепермским, так как пироп и алмазы присутствуют в верхнепермских отложениях. Однако имеются, несомненно, более молодые кимберлиты (в одной из трубок найден остаток белемнита верхнеюрского или нижнемелового возраста).

Кимберлит как магматическая порода также относится к ультраосновному типу, варьируя по составу от пород, почти совершенно не содержащих глинозема и щелочей, до пород с заметным содержанием Al_2O_3 и щелочей, особенно K_2O, в слюдистых кимберлитах. Главным минералом всегда является оливин с содержанием до 10 % Fe_2SiO_4, присутствующий по крайней мере в двух генерациях: в крупных, нередко оплавленных кристаллах и мелких идиоморфных кристаллах, имеющих характер микропорфировых вкрапленников. Флогопит, также, несомненно, магматический, в идиоморфных табличках; количество его колеблется в широких пределах. В основной стекловатой массе (всегда разложенной) иногда видны псевдоморфозы по микролитам пироксена, а в северных районах, главным образом в дайках, впервые для кимберлитов установлен мелкозернистый монтичеллит и предполагается присутствие нефелина. К первой генерации порфировых минералов, вероятно, относится и пироп, а также пикроильменит и хромшпинель. Поздним акцессорным минералом является перовскит.

Как и в Южной Африке, важной особенностью кимберлитов является брекчиевая текстура и «засоренность» обломками различных пород. С одной стороны, здесь имеются типичные пирокластические породы, заполнившие трубки взрыва, с другой — магматические брекчии с различным содержанием обломков в магматическом цементе. В связи с измененностью пород (серпентинизацией, карбонатизацией и др.) однозначное решение

вопроса о наличии магматического цемента оказывается не всегда возможным.

Обломки других пород по своему характеру разделяются на: 1) обломки гипербазитов и эклогитов, происхождение которых тем или иным способом связано с происхождением самих кимберлитов; 2) обломки пород, захваченные магмой по пути: а) из кристаллического фундамента и б) из осадочного чехла.

К обломкам первого типа принадлежат различные гипербазиты — оливиниты, перидотиты и др., нередко пиропсодержащие, а также тишичные эклогиты. Особый интерес представляет находка эклогита, содержащего алмазы, подобно известному ксенолиту эклогита, найденному Т. Боннеем в Южной Африке.

Однако наряду с такими эклогитами, принесенными с больших глубин, несомненно, присутствуют эклогиты и эклогитоподобные породы (содержащие плагиоклаз), захваченные из кристаллического фундамента и образовавшиеся за счет эклогитизации гиперстеновых кристаллических сланцев.

Обломки пород, захваченные магмой по пути следования, широко варьируют и по количеству, и по составу. В ряде трубок отмечается обилие ксенолитов кристаллических пород фундамента. Это можно считать доказательством того, что «взрыв» произошел ниже чехла осадочных пород. При таком допущении, учитывая геофизические данные о глубине кристаллического фундамента в районе различных трубок, а также мощность смытых пород, мы получаем глубину взрыва более двух, но менее четырех километров. Эта величина значительно больше, чем глубина взрыва при образовании трапповых некков, которая оценивается цифрами порядка 0,5—1 км.

Как и в Южной Африке, среди обломков встречаются ксенолиты пород, залегающих на значительно более высоком уровне (порядка нескольких сот метров), т. е. доказано не только восходящее, но и нисходящее движение материала при образовании трубок.

Синхронность образования привела к гипотезе о связи ультраосновных пород и кимберлитов на Сибирской платформе с трапповой магмой. Однако петрографические данные противоречат такой гипотезе. Оливин кимберлитов и меймечитов содержит лишь около 10 % фаялитового компонента, и уже поэтому указанные породы не могли произойти за счет дифференциации трапповой магмы. Автор полностью согласен с Ю. М. Шейнманном, что магматические очаги образовались здесь на более глубоких горизонтах.

Исключительно большой масштаб развития траппового вулканизма приводит к заключению, что здесь имело место явление регионального плавления базальтового слоя, по-видимому, в его верхних частях. Однако магматические очаги на платформе нигде не доходили до сиалической оболочки и мелкие гранитоидные выделения образовались лишь в результате местной кристаллизационной дифференциации. Учитывая данные о строении земной коры на платформах, нужно считать, что глубина таких очагов была порядка 25 км и геотермический градиент в период вулканизма достигал 40° на 1 км. Некоторые вариации в составе траппов возможны с изменением глубины очагов в разных частях платформы, а также с явлениями дифференциации.

Наличие эффузивных пород ультраосновного состава (меймечитов, кимберлитов) с несомненностью доказывает существование подобной же магмы. Она могла образоваться только в результате переплавления ультраосновных пород, что является прямым доказательством существования соответствующих составов ниже поверхности Мохоровичича.

Для случая образования сложных комплексов несомненным является существование крупных магматических очагов и сравнительно медленное поднятие магмы либо до земной поверхности, либо до соответствующих камер интрузий. В результате процессов ассимиляции и дифферен-

циации, а также вовлечения в область плавления более высоких горизонтов коры (щелочных базальтоидов) происходит сложная эволюция пород.

В случае образования кимберлитов количество поднимающейся магмы всегда весьма невелико. Вряд ли это можно связывать с плохой проницаемостью земной коры, скорее, это свидетельствует об образовании очень малых магматических очагов, в которых переплавление не доходило до конца и магма со значительным количеством кристаллов, не только образовавшихся в очаге, но и, по-видимому, оставшихся при неполном плавлении, очень быстро поднималась по глубоким трещинам.

Сейчас уже ясно не только из расчетных, но и из экспериментальных данных, что давление при образовании алмазов, при температуре порядка 1200 °С, должно было быть выше 40 кбар. Достаточно доказанным можно считать и представление о том, что алмазы принесены магмой с большой глубины, а не образовались при самих взрывах вблизи земной поверхности. Иногда делается попытка определения глубины магматического очага исходя из представления о гидростатическом давлении вышележащих пород. С такими расчетами трудно согласиться. Известно, что в земной коре в зоне метаморфизма давления могут достигать 15 кбар, превышая давление нагрузки вышележащих пород в несколько раз, причем разность между давлением при минералообразовании и рассчитанным давлением нагрузки может быть порядка 10 кбар. Такого рода зоны повышенного давления, вероятно, могут распространяться и на некоторое расстояние в глубь мантии, и именно к ним, по-видимому, приурочены области развития кимберлитов. Глубина заложения магматических очагов здесь может быть меньше расчетной (на основе представления о гидростатическом давлении) и иметь порядок не 150 км, а 70—100 км. Вследствие этого и при поднятии магмы на более высокие уровни давление хотя и падает (на величину, соответствующую весу вертикального столба магмы), но остается очень высоким. На некоторой глубине, порядка 3—4 км (см. выше), в отдельных местах происходит прорыв земной коры с образованием характерных трубок и мгновенным спадом давления, т. е. своеобразный взрыв. В эти трубки устремляется огромное количество материала как пирокластического, так и ксеногенного, который отчасти выбрасывается вверх и затем снова засасывается в воронку. Обломочный материал, заполнивший трубку, в дальнейшем может цементироваться поднимающейся магмой.

Давление перед «взрывом» не только ниже давлений на кривой устойчивости алмаза, но и ниже кривой пиропа, так как келифитовые оболочки вокруг последнего, несомненно, произошли до взрыва. Сохранение алмазов от полного растворения, а также от графитизации, по-видимому, связано с быстрым подъемом магмы и также свидетельствует о сравнительно низкой температуре. Температура магмы должна быть ниже некоторой кривой, отвечающей области неустойчивого существования алмаза * [Соболев В. С., 1960] и предельным давлениям, определяемым кривой. Обычно мы встречаем в алмазах лишь начальные следы графитизации, выражающиеся в развитии розеточек графита возле отдельных включений.

В последнее время в связи с дискуссией о вещественном составе подкорового субстрата большое внимание вновь привлекает проблема эклогитов [Fermor, 1914]. Высказываются предположения [Lovering, 1958], что субстрат ниже поверхности Мохоровичича сложен именно эклогитом. Отдельные авторы высказывают предположение, что эклогитовый слой простирается до глубины 900 км [Белоусов, 1960], т. е. до подошвы «слоя Голицына». Единственные реальные фактические данные, на основании которых можно вынести некоторые суждения, получены в результате изучения кимберлитов, что и заставляет остановиться на этой проблеме.

---

* Она начинается от 1200 °С при атмосферном давлении и поднимается до 2200 °С при 30 кбар.

Как известно, во многих кимберлитовых трубках в большом количестве присутствуют ксенолиты ультраосновных пород, которые в отдельных случаях непосредственно связаны с эклогитами. Неволько возникает мысль, что такие ксенолиты, хотя бы отчасти, являются «недоплавленными остатками субстрата», тем более что состав оливина в них аналогичен составу оливина первой генерации кимберлитов. Однако этот вопрос далек от однозначного решения. Не исключена возможность, что эти породы захвачены кимберлитами на своем пути не только в субстрате, но и в гораздо более высоких горизонтах. Возможно, что очаги ультраосновной магмы оживлялись несколько раз и на первых этапах с ними было связано образование гипербазитовых интрузий, которые затем прорывались при быстром движении новых порций магмы в новых геологических условиях. Такие массивы могли быть сложены пироповым перидотитом, подобно массивам, известным, например, в Чехословакии.

Существенным фактором, говорящим против принесения гипербазитовых ксенолитов непосредственно из магматического очага, является отсутствие в них алмазов, во всяком случае, в заметном количестве. Хотя в литературе и говорится, что в пироповых перидотитах находятся алмазы, однако нигде не сохранилось не только конкретного ксенолита с алмазом, но и его фотографии или детального описания. Были безуспешными и многочисленные попытки поисков алмазов путем дробления и обогащения значительных количеств ксенолитов гипербазитов и эклогитов. Однако это обстоятельство не может категорически опровергнуть гипотезу о подкоровом происхождении этих пород, так как распределение алмазов в субстрате могло быть весьма неравномерным и они могли в своей большей части кристаллизоваться непосредственно при образовании кимберлитовой магмы.

С другой стороны, две совершенно несомненных и детально описанных находки алмазоносных эклогитов являются прямым доказательством существования подкоровых эклогитов, так как в зоне метаморфизма образование алмазов невозможно: давление здесь никогда не достигало даже кривой кристаллизации коэсита, лежащей в области более низких давлений по сравнению с кривой алмаза. Интересно отметить, что алмазоносный эклогит Якутии по соотношению Mg : FeO ближе к основным, а не к ультраосновным породам и, несомненно, принесен не прямо из очага, а захвачен по пути из более высоких горизонтов субстрата. Сопоставляя все приведенные данные, мы приходим к следующему представлению о вещественном составе верхней мантии и ее соотношении с земной корой.

1. На сравнительно небольших глубинах, порядка менее 50—70 км, подкоровый субстрат имеет перидотитовый состав, приблизительно отвечающий составу меймечита или кимберлита (если понимать последний как магматическую эффузивную породу).

2. В области распространения кимберлитов выше периодитового слоя, но ниже поверхности Мохоровичича субстрат сложен эклогитами, которые по своему составу близки к базальтам.

3. Давления в зоне метаморфизма могут очень сильно варьировать на одной и той же глубине, достигая по крайней мере 15 кбар, но не доходя до 20—25 кбар.

4. Есть основание полагать, что повышенное давление характерно для больших участков земной коры, в первую очередь для окраинных частей платформы. Давление более высокое, чем давление нагрузки вышележащих пород, характерно в этих областях и для верхней части подкорового субстрата (вероятно, до глубин порядка 150—200 км).

5. Повышенное давление сохранялось в определенных зонах в течение длительного геологического времени, о чем свидетельствует находка в кимберлитах верхнепалеозойского и мезозойского возраста эклогитизированных кристаллических сланцев.

Сопоставляя указанные положения, мы можем прийти к заключению, что гипотеза подкорового эклогитового слоя [Fermor, 1914] получает

подтверждение, но лишь частично. Мы вполне согласны с представлением Ш. Ф. Ловеринга, В. В. Белоусова и др., что изменение условий, правда, главным образом только давления, а не температуры, приводит к перемещению границы Мохоровичича при образовании эклогитов за счет габбро-норитовых пород «базальтового слоя». Однако сама суммарная мощность слоя основного состава, по-видимому, не превышает 30—50 км. Эклогитовый слой, следовательно, будет присутствовать далеко не на всем земном шаре, а лишь в зонах повышенного давления, причем в отдельных случаях будет иметь место полное исчезновение базальтового слоя за счет эклогитизации и непосредственное соприкосновение сиалического слоя с границей Мохоровичича. Сопоставление данных геофизики и геологических данных о распространении кимберлитов, появлении эклогитовых включений в эффузивах, а отчасти о распространении пород, образовавшихся при высоких давлениях в зоне метаморфизма — дистеновых сланцев, эклогитов, жадеита (с учетом возможных изменений во времени), позволит подойти к выяснению вопроса о распространении слоя подкоровых эклогитов.

В зонах, характеризующихся нормальным или даже пониженным давлением, давление порядка 15 кбар, необходимое для образования эклогитов, достигается на глубине более 60 км, т. е., как правило, ниже границы основных и ультраосновных пород. В этом случае могут присутствовать гранатовые перидотиты или отдельные прослои эклогитов, близких к ультраосновным породам, и поверхность Мохоровичича, очевидно, отвечает действительной границе вещественного состава базальтового и перидотитового слоев, а не границе фазовых превращений.

Изобара, соответствующая границе возможного образования алмаза, т. е. 40 кбар, конечно, проходит значительно ниже. В зонах нормального или пониженного давления она должна лежать на глубине больше чем 120 км. Проникновение магмы с таких глубин является, по мнению автора, вообще мало вероятным. Еще менее вероятным будет сохранение алмаза, если такие магматические очаги и образуются.

В связи с указанной проблемой представляет интерес сопоставление данных о находках алмазов в метеоритах. Как известно, до настоящего времени алмазы были найдены в каменных метеоритах типа уреилита (впервые в новоурейском метеорите), которые ближе всего к земным перидотитам, и в некоторых железных метеоритах. Можно вполне согласиться с Юри в том, что присутствие алмазов здесь свидетельствует об образовании этих метеоритов при распаде крупного небесного тела величиной с Луну или более, внутри которого могли существовать нужные давления. Таким образом, мы не можем согласиться с А. П. Виноградовым, что ахондриты образовались в результате распада тел малого размера. Вместе с тем в метеоритах нигде не были обнаружены парагенезис типа эклогита и пироп. Это свидетельствует о том, что в базальтовой оболочке тела давления нигде не достигали 15 кбар. Наряду с отсутствием метеоритов, отвечающих гранитному составу, это говорит о меньшей дифференцированности, а вероятно, и о меньших размерах тела по сравнению с Землей, что согласуется с представлениями, которые уже развивались на основе других соображений [Заварицкий, 1948]. Однако приведенные данные отнюдь не доказывают, что все метеориты имеют одинаковое происхождение и произошли в результате распада одной планеты.

В настоящее время продолжаются поиски алмазов в различных метеоритах. Эти исследования, конечно, представляют большой интерес, но вряд ли можно ожидать находки алмазов в других типах метеоритов, в частности хондритах. Не вдаваясь в обсуждение всех гипотез об образовании хондритов, можно считать несомненным, что здесь в поздней стадии существования метеоритов температура была достаточно высокой и алмазы превратились бы в графит, даже если бы они и существовали. В то же время, если бы здесь удалось найти псевдоморфозы по алмазу, как в некоторых железных метеоритах, это было бы прямым доказатель-

ством образования хондритов также за счет распада крупного небесного тела.

С другой стороны, находки псевдоморфоз графита по алмазу в железных метеоритах показывают, что после распада планеты температуры их были достаточно высоки — более 1200 °С. Сохранность алмазов в метеорите каньона Дьявола в Колорадо позволяет утверждать, что температура этого метеорита в момент распада была ниже 1200 °С, т. е. во всяком случае он не был расплавленным.

Конечно, рассмотренные здесь общие вопросы во многом носят еще дискуссионный характер. Однако уже сейчас, учитывая данные петрографии и минералогии, мы можем более уверенно высказываться о термодинамических условиях и вещественном составе верхней мантии Земли, а также об условиях при образовании метеоритов. Особое значение в этих рассуждениях имеют вопросы образования и разрушения алмаза.

Нет сомнения, что дополнительные минералогические исследования вообще и минералогии алмаза в частности откроют перед нами новые пути для познания вещественного состава Земли и проникновения в тайны мироздания.

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА АЛМАЗОВ ИЗ ЯКУТСКОГО ЭКЛОГИТА*

(Доклады АН СССР, 1966, т. 168, № 5)

Весьма чувствительным к изменению условий образования алмазов является состояние примесных и дефектных центров, проявляющееся в физических свойствах кристаллов. Как показано в настоящее время [Kaiser, Bond, 1959], преобладающей примесью в природных алмазах является азот, с содержанием которого связано широко известное деление алмазов на два типа [Robertson et al., 1934]: наиболее распространенный тип I —«азотные» и сравнительно редкий тип II —«безазотные» **. Пытаясь объяснить различия природных алмазов по содержанию азота, некоторые авторы [Ružička, 1963, 1965] предполагают кристаллизацию их на различных глубинах, а именно глубинное происхождение безазотных алмазов в обедненной азотом магме и образование азотных алмазов на меньших глубинах, в поздний период вулканического процесса, когда необходимые условия могли быть созданы давлением вулканических газов.

В настоящее время большинство исследователей полагают, что все алмазы образуются на больших глубинах в земной мантии. Однако существуют и другие гипотезы, и различное содержание азота в алмазах выдвигается [Ružička, 1963, 1965] или может быть выдвинуто как один из аргументов в их пользу. Поэтому было особенно интересно изучить алмазы из эклогитовых ксенолитов, глубинное происхождение которых вызывает меньше всего сомнений [Ružička, 1965; Бобриевич и др., 1965]. Как известно, один из таких ксенолитов был найден в трубке Мир в Якутии, но алмазы из этого ксенолита были изучены лишь морфологически [Бартошинский, 1960]. Алмазы из эклогитовых ксенолитов, найденных в Южной Африке [Bonney, 1899], до настоящего времени не изучены.

В настоящей работе впервые приводятся некоторые физические характеристики двух образцов алмазов, извлеченных из эклогитового ксенолита трубки Мир [Бобриевич и др., 1959].

---

* Совместно с Е. В. Соболевым, С. В. Ленской, В. И. Лисовайн и Н. Д. Самсоненко.

** В алмазах типа II содержание азота примерно на два порядка и более ниже среднего его содержания в алмазах типа I.

Изученные образцы представляли собой полупрозрачные бесцветный и слабодымчатый октаэдры, весом около 0,01 карата каждый. Их морфологическая характеристика сходна с описанной З. В. Бартошинским [1960]. Нами были исследованы ультрафиолетовый и инфракрасный спектры поглощения, спектры электронного парамагнитного резонанса (э. п. р.), фотолюминесценция, рентгенолюминесценция, а также лауэграммы образцов. Ультрафиолетовые спектры получены фотографическим методом на спектрографе ИСП-28 при помощи водородной лампы, инфракрасные — на двухлучевом спектрометре UR-10, спектры э. п. р.— на спектрометре типа РЭ-1301 в диапазоне 3 см. Люминесценцию наблюдали визуально при возбуждении ультрафиолетовым излучением (ртутная лампа ПРК-2, фильтр УФС-3) и рентгеновским излучением (трубка БСВ-4, V-30 кв, I-3 ма). Лауэграммы образцов снимали в камерах типа РКСО на медном излучении, при направлении падающего пучка параллельно оси [111] кристалла ([110] — вертикально).

Ниже приведены полученные нами данные, совпадающие для обоих исследованных образцов (с оговоркой, что инфракрасные спектры различались незначительно):

Ультрафиолетовый спектр	Край пропускания 2980 Å
Инфракрасный спектр *	Система 480, 1100, 1220, 1280 ($K = 23$ см$^{-1}$), см$^{-1}$; система 1010 ($K = 1$ см$^{-1}$); 1180, 1332 см$^{-1}$ (Полосы 1370 ($K = 1{,}6$ см$^{-1}$); 3107 ($K = 2{,}2$ см$^{-1}$) см$^{-1}$
Лауэграмма	Совершенный монокристалл, слабые экстрарефлексы типа «шипов»
Фотолюминесценция	Отсутствует
Рентгенолюминесценция	Голубая, средней яркости
Э. п. р. спектр	Система линий парамагнитного азота, концентрация спинов $\sim 3 \cdot 10^{15}$ на 1 см^3

Как показали Кайзер и Бонд [Kaiser, Bond, 1959], поглощение в ультрафиолетовой ($\lambda > 3000$ Å) и инфракрасной области (система полос $\sim$480, 1100, 1220, 1280 см$^{-1}$) непосредственно связано с содержанием в алмазах примесного азота. Образцы, поглощающие в этих условиях спектра, относят к типу I — к азотным алмазам. Как следует из наших данных, оба изученных нами кристалла принадлежат именно к этому типу. Содержание азота, по данным инфракрасных спектров, составляет $\sim$0,07—0,08 %, что весьма обычно для якутских алмазов [Соболев, Ленская, 1965].

В спектрах э. п. р. изученных образцов также появляется обычная для якутских алмазов [Соболев Е. В. и др., 1964; Соболев Е. В., Самсоненко и др., 1964; Соболев Е. В. и др., 1965] система узких (0,3 эрст.) линий парамагнитного азота. Измеренная концентрация парамагнитных центров составляет $\sim 3 \cdot 10^{15}$ спинов/см^3, т. е. на несколько порядков меньше общего содержания азота; отношение $N_{\text{парамагн}}/N_{\text{общ}}$ при этом остается в точности таким же, как у большинства бесцветных алмазов из трубки Мир [Соболев Е. В., Самсоненко и др., 1964; Соболев Е. В. и др., 1965]. Ранее мы указывали на прямую связь этой величины с условиями образования алмазов [Соболев Е. В. и др., 1965].

Кроме полос, непосредственно связанных с содержанием азота (группа А [Kaiser, Bond, 1959]), в инфракрасных спектрах образцов появляются и другие полосы (группа В)**. Это, во-первых, слабая полоса $\sim$1370 см$^{-1}$, интенсивность которой, как отмечалось нами ранее [Соболев Е. В. и др., 1965], коррелирует с интенсивностью экстрарефлексов типа «шипов» на лауэграммах. Действительно, и в данном случае на лауэграммах образцов наблюдалось появление сравнительно слабых «шипов». Во-вторых, это очень слабые полосы, $\sim$1010, 1180, 1332 см$^{-1}$,

* В скобках даны коэффициенты поглощения полос. Частоты полос поглощения решетки не приводятся.

** В области 1800—3700 см$^{-1}$, как и у всех алмазов, наблюдаются решеточные полосы (обертона и составные тона).

происхождение которых в спектрах алмазов до конца не ясно [Соболев Е. В., Ленская, 1965], и слабая узкая полоса 3107 $см^{-1}$, связанная, по всей вероятности, с присутствием в алмазах водорода (колебания С — Н-связей) [Соболев Е. В., Ленская, 1965; Charette, 1961]. Эти характеристики также весьма обычны для якутских алмазов. Характерно для многих якутских алмазов также и отсутствие заметного свечения при возбуждении ультрафиолетовым излучением и одновременно довольно яркая рентгенолюминесценция.

Таким образом, по своим физическим свойствам исследованные образцы эклогитовых алмазов не представляют собой исключения из большинства якутских алмазов.

Все сказанное позволяет, по нашему мнению, сделать следующие выводы:

1. Независимо от гипотез образования алмазов в кимберлитах, присутствие в эклогитовых алмазах значительных количеств примесного азота указывает на его глубинное происхождение * и показывает возможность вхождения азота в алмазы и на больших глубинах.

2. Условия образования эклогитовых и большинства кимберлитовых алмазов были, по-видимому, очень близкими.

Представляется весьма вероятным, что вариации содержания азота в природных алмазах, наблюдающиеся не только у разных кристаллов, но и по зонам роста одного и того же кристалла, могут быть связаны, наряду с некоторыми другими факторами, с локальными изменениями концентрации азота в минералообразующей среде, за счет неравномерности процессов диффузии.

В дальнейшем мы предполагаем провести исследование более широкого класса эклогитовых алмазов с целью поиска вариаций в их физических свойствах.

КСЕНОЛИТЫ АЛМАЗОНОСНЫХ ПИРОПОВЫХ СЕРПЕНТИНИТОВ ИЗ ТРУБКИ АЙХАЛ, ЯКУТИЯ**

(Доклады АН СССР, 1969, т. 188, № 5)

Первая находка в Южной Африке обломка эклогита, содержащего алмаз, относится к 1897 г. [Bonney, 1899]. С тех пор было проверено большое количество ксенолитов эклогитов из кимберлитовых трубок, однако следующая находка такой же породы была сделана гораздо позднее, в 1959 г., в Якутии, в трубке Мир [Бобриевич и др., 1959]. За последнее время как в Якутии, так и в Африке обнаружен ряд ксенолитов эклогитов с алмазом (общее число находок около 20). Эти алмазоносные эклогиты существенно отличаются от других эклогитов [Sobolev N. V., 1968].

Что касается ксенолитов пироповых перидотитов с алмазами, то сведения о них ограничены только общими упоминаниями для африканских месторождений [Williams, 1932], без описания хотя бы одной конкретной находки такой породы, и даже высказывались предположения, что такие породы невозможны.

Одним из авторов статьи (Б. С. Най) в результате детального исследования кимберлитов трубки Айхал в Якутии были найдены два небольших обломка ксенолитов полностью серпентинизированных гранатовых перидотитов (оливинитов ?), содержащих алмазы (обр. № А-2а и А-4а), которые можно считать первыми конкретными находками такого рода,

---

* За счет дегазации земной мантии.

** Совместно с Б. С. Най, Н. В. Соболевым, Ю. Г. Лаврентьевым и Я. Н. Поспеловой.

имеющими весьма большое теоретическое значение. Кроме двух указанных образцов им обнаружены три небольших обломка, в которых алмазы находятся внутри обособленных выделений серпентина: обр. № А-1а, А-3а и А-5а. Эти выделения можно рассматривать или как обломки перидотита, в которые не попал гранат, или как псевдоморфозы по зернам оливина. Ниже приводится краткая характеристика обнаруженных образцов.

Образец № А-2а представляет собой округлое выделение желто-зеленого серпентина с контактом с кимберлитом. В серпентине наблюдаются идиоморфные зерна малинового граната, что позволяет считать этот образец обломком гранатового перидотита. Зерна граната размером 1—2 мм, без келифитовой оболочки, которая наблюдается только в одном зерне, на стороне контакта этого зерна с кимберлитом. Алмаз обнаружен в образце в углублении среди серпентина, видимые его размеры $0{,}7\times0{,}3$ мм. Видимые размеры плоских октаэдрических граней 0,3—0,5 мм. Кристалл алмаза окружен тонкой рыхлой карбонатной оболочкой.

Образец № А-4а представляет собой обломок серпентинизированного пиропового перидотита размером около 0,5 $см^3$ с четким отпечатком негативной формы треугольной грани плоскогранного октаэдра алмаза. Размер грани около 0,3 мм. Серпентин окрашен в темно-зеленый цвет, гранат имеет значительно более интенсивную окраску, чем в обр. № А-2а, приближающуюся к фиолетовой; келифитовая оболочка отсутствует.

В остальных образцах, как было отмечено выше, гранат отсутствует. В обр. № А-1а алмаз размером $1{,}4\times1{,}0$ мм наполовину выступает из серпентинизированного оливина. Выделение серпентина имеет округлую форму и находится в обломке кимберлита. В том же обломке имеется еще одно выделение серпентина точно такого же желтовато-зеленого цвета, в котором имеется идиоморфное зерно малинового граната с октаэдром хромита внутри. Гранат лишен келифитовой оболочки. Несомненно, это также обломок гранатового серпентинита (обр. № А-1), находящийся в кимберлите рядом с выделением серпентина с алмазом.

Образец № А-3а представляет собой обломок серпентина с октаэдрическим кристаллом хромита размером 1·1 мм. В центре зерна хромита наблюдается алмаз размером $0{,}7\times0{,}8$ мм. Он представляет собой, по-видимому, сросток нескольких мелких кристаллов. Образец № А-5а — обломок серпентинизированного оливина с негативной формой отпечатка алмаза размером $3{,}0\times1{,}5$ мм, являющимся, по-видимому, сростком нескольких кристаллов.

В процессе исследований особое внимание было обращено на обр. № А-2а и А-4а, в которых наряду с алмазом зафиксирован гранат. Как отмечено выше, характерной особенностью гранатов алмазоносных перидотитов является отсутствие келифитовых кайм внутри ксенолита; последние развиваются лишь на контакте ксенолита с кимберлитом. Надо отметить, что в подобных перидотитах из этой же трубки гранаты окружены келифитовой каймой разной мощности. Сами перидотиты полностью замещены серпентином, который будет изучен в дальнейшем.

Наиболее детально изучены гранаты из указанных двух образцов, причем, для сравнения, также и гранат из обр. № А-1. Значения N для двух гранатов из перидотитов с алмазом равны 1,757 и 1,784, а в образце без алмаза — 1,749.

Состав гранатов был определен на рентгеновском микроанализаторе при ускоряющем напряжении 15 кв. В качестве эталонов, однородность которых была проверена микрозондированием, использовались диопсид и пироп.

В измеренные отношения интенсивностей вводились поправки на поглощение по методу Филибера [Philibert, 1965] с учетом потенциала возбуждения характеристического излучения по Хейнричу [Heinrich, 1967] и на атомный номер по Шпрингеру [Springer, 1966]. Массовые коэффициенты поглощения рассчитывались по таблицам Хейнрича

Химические анализы и компонентный состав хромовых пиропов, %

Компонент	А-1	А-2а	А-4а	Компонент	А-1	А-2а	А-4а
SiO_2	42,5	43,0	41,5	Fe^{2+}	0,333	0,339	0,355
TiO_2	0,04	0,04	0,19	Mn	0,017	0,017	0,026
Al_2O_3	19,8	17,6	12,5	Mg	2,351	2,420	2,055
Cr_2O_3	4,91	8,20	14,1	Ca	0,257	0,149	0,490
FeO	6,63	6,82	7,28	Пироп	71,2	61,5	41,2
MnO	0,28	0,32	0,40	Альмандин	11,3	11,6	12,1
MgO	22,1	22,9	18,8	Спессартин	0,6	0,6	0,9
CaO	3,36	1,93	6,24	Андрадит	3,1	3,3	4,8
	99,6	100,8	101,0	Уваровит	5,6	1,8	11,9
Si	3,033	3,054	3,047	Кноррингит	8,2	21,2	29,1
Ti	0,004	0,004	0,013	Ca-компонент	8,7	5,1	16,7
Al	1,664	1,474	1,085	FeO/FeO + MgO	12,4	12,3	14,7
Cr	0,275	0,460	0,820	$N_{измер}$	1,749	1,757	1,784
Fe^{3+}	0,062	0,066	0,095	$N_{выч}$	1,751	1,760	1,787

[Heinrich, 1966]. Вследствие близости состава образцов и эталона поправка на флуоресценцию, оцененная по способу Рида [Reed, 1965], оказалась незначительной и не учитывалась при проведении расчетов.

Как видно из результатов анализов, помещенных в таблице, в порядке возрастания содержания хрома, гранат из обр. + А-2а имеет совершенно особый состав, характеризующийся высоким содержанием Cr и низким содержанием Ca, и полностью идентичен гранатам, известным в качестве включений в алмазах [Соболев Н. В. и др., 1969; Meyer, 1968]. Гранат из обр. № А-4 характеризуется очень высоким содержанием Cr, но при достаточно высоком содержании Ca. Если по содержанию Ca он близок к гранатам обычных гранатовых перидотитов, то по содержанию Cr он выделяется из их ряда. Наиболее высокое содержание Cr_2O_3, обнаруженное до сих пор в гранатах из перидотитов, равнялось 7,5 % по опубликованным данным [Nixon et al., 1963] и 11 % по нашим новым данным. Гранат обр. № А-1, не содержащего алмаз, изучен нами для сравнения. Его состав также довольно необычен — прежде всего пониженным содержанием Ca, которое все же выше, чем в гранатах из алмазов и в гранате обр. № А-2а. Хотя содержание Cr_2O_3 в этом гранате и нельзя считать особо высоким, дефицит кальция обусловливает появление редкого компонента — кноррингита (около 10 %).

Количество имеющегося материала обр. № А-2а и А-4а не дает возможности сделать достаточно представительный анализ пород. Однако ориентировочная прикидка содержания граната в обр. № А-2а (1—3 %) показывает, что количество Al_2O_3 здесь не должно превышать 0,5 %, а содержание Cr_2O_3 близко к 0,25 %, т. е. высокая хромистость граната связана не с накоплением Cr в процессе кристаллизационной дифференциации,— она зависит от низкого содержания Al_2O_3, как это было установлено для чешских перидотитов [Fiala, 1965].

Таким образом, первые ксенолиты алмазоносных гранатовых серпентинитов по составу граната существенно отличаются от обычных гранатовых перидотитов, выносимых кимберлитами. Скорее всего, они представляют собой ксенолиты, принесенные с наибольших глубин и захваченные вблизи магматического очага. Эти перидотиты, так же как и кимберлитовая магма (судя по составу гранатов в алмазах), отличаются пониженным содержанием глинозема, и это должно учитываться при всех рассуждениях о составе земной мантии.

Плоскогранность заключенных в серпентинитах и выделениях серпентина алмазов, совершенно аналогично алмазам из эклогитов, является

еще одним свидетельством в пользу гипотезы образования округлых форм алмазов в результате оплавления.

Отсутствие келифитовых кайм вокруг граната внутри ксенолитов, что резко отличает последние от находящихся здесь же перидотитов без алмазов, вероятно, свидетельствует о том, что неалмазоносные перидотиты начали плавиться (на границе с оливином) уже до попадания в кимберлитовую магму. Этот вопрос заслуживает тщательного изучения. Нет сомнения, что дальнейшие детальные исследования приведут к новым находкам алмазоносных перидотитов, изучение которых дает ценнейший материал для познания мантии земли.

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РАБОТ И ЗАДАЧИ В ОБЛАСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(Геология и геофизика, 1980, № 12)

Важнейший итог изучения месторождений алмазов за последнее десятилетие — открытие не только кимберлитовых трубок в ранее известных районах, но и новых кимберлитовых провинций. Если раньше такие провинции выявлялись главным образом в Африке (Ботсвана, Гвинея, Ангола и др.), то теперь открыты кимберлитовые поля на других континентах, где алмазы добывались только в россыпях, о происхождении которых делались самые различные предположения, либо находились лишь в виде отдельных кристаллов. Пожалуй, наиболее существенно открытие кимберлитов в Северо-Западной [Garlick, 1979] и Юго-Восточной [Ferguson, 1980] Австралии, где уже выявлено около 50 кимберлитовых тел. В одной из недавно обнаруженных трубок предварительное опробование показало содержание алмазов около 1 карата на тонну [Argyle..., 1980].

Много кимберлитовых тел — около 300 — обнаружено в Бразилии, в которой давно добывались россыпные алмазы [Svisero et al., 1977, 1979]. Характерная особенность кимберлитов здесь — обилие монтичеллита, что свидетельствует о раскристаллизации на неглубоком уровне. Данные об алмазоносности этих кимберлитов пока отсутствуют.

Новая кимберлитовая провинция установлена на о. Сомерсет в Канаде [Mitchell, 1976]. В последнее время появились данные о находках алмазов в этих кимберлитах. Ряд новых трубок, в том числе алмазоносных, обнаружен в Индии [Nautiyal, Jain, 1977]. Отдельные тела кимберлитов или близких к ним пород найдены в Гренландии, Шотландии и Швеции [Emeleus, Andrews, 1975; Griffin, Taylor, 1975]. Ряд находок сделан и на территории СССР.

Хотя выявление новых кимберлитовых провинций значительно уменьшает обоснованность предположения о связи россыпных месторождений с некимберлитовыми источниками алмазов, поиски таковых продолжались. Так, опубликованы данные о находках алмазов в базальтах Камчатки [Кутыев, Кутыева, 1975], в гипербазитах Корякского нагорья [Шило и др., 1978], в эклогитах Казахстана [Розен и др., 1972]. К сожалению, многие эти сведения, подобно данным, опубликованным в старой литературе, не доказаны. В большинстве случаев отсутствуют находки пород с включениями алмазов. Не установлены сростки алмазов с минералами пород, не изучались включения в алмазах, не проводилось крупнообъемного опробования.

Приуроченность кимберлитов к отдельным разломам или пересечениям разломов, а также закономерности их распределения на древних платформах подвергались дальнейшему изучению. Высказаны раз-

ные гипотезы, поставлен вопрос о создании прогнозных карт [Мокшанцев и др., 1974]. Однако до сих пор практические результаты давали лишь общие геологические соображения о приуроченности кимберлитов к древним платформам, а главными поисковыми методами были минералогические и геофизические.

Важным достижением в геологии кимберлитов является подтверждение их разновозрастности. Вопреки представлениям о «молодости» всех африканских кимберлитов еще в 60-х годах доказан докембрийский возраст трубки Премьер. Давно установлено и существование разновозрастных кимберлитов в Якутии: от среднепалеозойских до среднемезозойских. Новый метод определения возраста по соотношению изотопов U и Pb в цирконах, разработанный для низкоурановых цирконов в Геофизической лаборатории в США, позволил получить более точные данные. Для африканских трубок показан довольно широкий интервал: от 189 (трубка Мвадуи, Танзания) до 95 и даже 50 млн лет. Циркон бразильских россыпей показал возраст около 90 млн лет. В совместной работе с Институтом геологии и геофизики СО АН СССР, проведенной для якутских трубок [Дэвис и др., 1980], установлено не менее пяти возрастных этапов в интервале 450—146 млн лет: позднеордовикский, позднесилурийский, позднедевонский, пермотриасовый и позднеюрский.

По имеющимся, еще недостаточно полным данным все наиболее богатые трубки Малоботуобинского и Далдын-Алакитского районов относятся к третьему этапу, причем внутри этапа разброс достигает всего 20 млн лет.

К сожалению, отсутствие циркона пока не позволило точно определить возраст трубки Премьер, которая сейчас считается докембрийской; отсутствуют также точные определения возраста алмазов из конгломератов Витватерс-Ранд, вероятно, превышающего 1,8 млрд лет.

Большой интерес представляет открытие в Якутии трубки с сохранившейся туффитовой фауной, где в слоистом кимберлите обнаружены среднедевонские водоросли. Это, наряду с известными данными по Африке, позволяет восстановить картину образования кимберлитовых трубок вулканическими взрывами, выходящими на дневную поверхность.

За истекший период благодаря совершенствованию техники исследований особенно развились детальные минералогические исследования не только глубинных ксенолитов — как алмазоносных, так и неалмазоносных,— но и включений в алмазах. При этом наиболее важно изучение не отдельных, единичных включенных минералов, а многоминеральных включений, которые являются закономерными парагенезисами. Полученные данные полностью подтвердили значительную дифференцированность мантии и кристаллизацию по крайней мере большей части алмазов не в самих кимберлитовых очагах, а в различных слоях мантии. Впервые внутри алмазов найдены минералы, прежде известные лишь в ксенолитах (санидин, дистен). Большой интерес представляет открытие в алмазах включений самородного железа (ИГиГ и ИГ ЯФ СО АН СССР), подтверждающее низкий потенциал кислорода.

Впрочем, наибольшее значение представляет открытие в мантии свободного SiO_2 в виде коэсита — сначала внутри алмазов в парагенезисе с пироксеном и гранатом (парагенезис коэситового эклогита [Соболев Н. В. и др., 1976]) и сразу же затем — в ксенолите неалмазоносного гроспидита в Южной Африке [Smyth, Hatton, 1977] и алмазоносных и неалмазоносных эклогитах из кимберлитов Якутии [Пономаренко и др., 1977]. Исключительное значение этого открытия определяется тем, что температура солидуса (т. е. начала плавления) названных пород на 300 °С ниже температуры солидуса гранатовых перидотитов, составляющих основную часть мантии. Следовательно, в этих областях отсутствует слой с накоплением расплава, что хорошо согласуется с температурами кристаллизации значительной части алмазов в интервале 1000—1200 °С.

Данные о пониженной температуре мантии в областях древних платформ хорошо увязываются с теоретической моделью образования кимберлитов, разработанной в ИФЗ АН СССР [Артюшков, Соболев С. В., 1977]. В этой модели показано, что ярко выраженный астеносферный слой в мантии, подобный имеющему место в тектонически активных областях, явился бы препятствием для распространения с глубины трещин с кимберлитовой магмой. Это, по-видимому, и объясняет приуроченность кимберлитового магматизма только к древним платформам.

Большой интерес представляют также первые находки ксенолитов алмазоносных гипербазитов в кимберлитах Якутии [Пономаренко, 1977; Пономаренко и др., 1977; Похиленко и др., 1976; Соболев В. С. и др., 1969], США [McCallum, Eggler, 1976] и Лесото [Dawson, Smith, 1975], хотя до настоящего времени недостаточно выяснено резкое преобладание алмазоносных эклогитов по сравнению с гипербазитами, т. е. обратное тому, что наблюдается в большинстве парагенезисов внутри алмазов. Однако и в алмазах различных трубок и районов отношения эклогитового и ультраосновного парагенезисов варьируют в значительных пределах: для месторождений СССР роль первого существенно повышается в алмазах россыпей Урала и севера Сибирской платформы, а для кимберлитовых трубок Южной Африки установлены почти все переходы от 98 % алмазов ультраосновного парагенезиса в трубке Финш до 90 % эклогитового в трубке Орапа. Количество подобных сведений так велико, что делаются попытки картирования глубоких горизонтов верхней мантии. При этом использованы данные не только по кимберлитовым трубкам, но и по ксенолитам из щелочных базальтоидов и океаническим базальтам [Глубинные ксенолиты..., 1975].

Приятно отметить уже общепризнанный факт, что большая часть исследованных как по алмазоносным ксенолитам, так и по включениям в алмазах принадлежит советским ученым.

Кроме отмеченных результатов следует подчеркнуть, что впервые именно на якутском материале удалось исследовать состав включений в алмазах из ксенолита и эклогита, перидотита [Соболев В. С. и др., 1972; Соболев Н. В., 1974]. Эти результаты, с одной стороны, показали общность парагенезиса, с другой — выявили некоторые закономерные изменения состава включенных в алмаз и включающих алмаз минералов.

Парагенезисы включений позволяют, используя результаты экспериментов и термодинамические расчеты, восстановить параметры образования алмазов. Температуры варьируют в широких пределах — от 1000 до 1500 °С. В отношении давления экспериментальными работами и минералогическими исследованиями подтвердилось высказанное ранее общее положение о важном значении перераспределения Cr из окислов в силикаты при повышении давления [Соболев В. С., Соболев Н. В., 1967]. Были также проведены экспериментальные исследования системы гранатов пироп — кноррингит — гроссуляр — уваровит [Малиновский и др., 1976]. На основе полученных данных давление для алмазов оценивается до 80 кбар. Как и следовало ожидать, верхний предел лимитируется превращением оливина, который всегда встречается в алмазе в виде обычной модификации.

Большое значение в понимании минералогии мантии имеют экспериментальные исследования пироксенов, пересыщенных SiO_2 [Ханухова и др., 1976], существование которых в мантийных породах впервые было доказано для гроспидитов — новых пород, открытых в ксенолитах из якутских кимберлитов [Бобриевич и др., 1960; Sobolev N. V., Kuznetsova, 1968]. Сделаны выводы, существенно ограничивающие возможности образования таких пироксенов при перекристаллизации базальтов, погруженных в мантию [Соболев В. С., Соболев А. В., 1977].

Изучение включений показало, что они часто заполняют октаэдрические формы, обусловленные формой самого алмаза с индукционной штриховкой, т. е. эти минералы растут одновременно [Соболев Н. В.

и др., 1972]. Причем октаэдры могут быть заполнены и одним минералом, и сростком нескольких минералов.

На новом этапе научно-исследовательских работ состав минералов-спутников, в первую очередь граната и хромита, приобретает и новое поисковое значение, когда можно говорить о поиске не просто трубок, а непосредственно алмазоносных трубок [Соболев Н. В., 1971].

Универсальный характер закономерности связи особенностей состава граната с алмазоносностью кимберлитов подтвержден в результате изучения гранатовых концентратов из кимберлитов Южной Африки, Лесото, Ботсваны, США и Индии.

Широко продолжалось обсуждение важной практической проблемы изменения содержания алмазов в кимберлитах с глубиной среза. Из теоретических положений вытекает, что на очень больших глубинах при застывании кимберлитов за счет отсутствия закалки должно происходить оплавление алмазов, что часто приводит к сомнениям при подсчете запасов [Ковальский и др., 1974]. Однако количественная оценка таких глубин пока еще не сделана. В этом отношении наиболее интересные для практики факты получены для ряда трубок Южной Африки, выработанных на большую глубину. Так, для трубок группы Кимберли, в которых добыча алмазов ведется уже с глубины более 700 м, за последние четыре года эксплуатации зафиксировано даже повышение алмазоносности вплоть до 15 % относительных. В трубке Премьер представленные данные разведки под габбровым силлом, на глубине 580 м, подтвердили, что алмазоносность осталась на прежнем уровне. По данным эксплуатации 1978 г., в трубке Финш содержание алмазов повысилось почти на 10 % относительных. Все это свидетельствует в пользу сохранения довольно стабильного содержания алмазов в кимберлитах по крайней мере до максимальных глубин их возможной эксплуатации.

Получены важные результаты при изучении физических свойств алмазов. Проведено изучение распределения различных азотных центров по кристаллам природного алмаза [Соболев Е. В., 1978]. Обнаружены факты чередования различных состояний N по зонам роста, находящиеся в резком противоречии с распространенной гипотезой о пострстовом формировании азотных ассоциаций в процессе высокотемпературной диффузии. В совокупности с ранее известными фактами они позволяют считать основные азотные центры в кристаллах природного алмаза сингенетичными алмазу и ставить вопрос о роли соединений азота при его образовании.

Чрезвычайно интересные материалы получены по изотопному составу углерода в алмазах. В 1972 г. совместными работами ЯФ СО АН и ГЕОХИ АН СССР было показано, что в алмазах, в отличие от прежних представлений, существуют значительные вариации $\delta\,^{13}C$ в сторону обогащения легким изотопом. Такая аномалия связывалась с окрашенными алмазами, и благодаря ей обосновывалась гипотеза их образования на малых глубинах. Исследования алмазов с включениями (ИГиГ и ГЕОХИ) показали связь главных вариаций изотопного состава отнюдь не с их окраской, а с парагенезисом [Соболев Н. В. и др., 1979]. Выяснилось, что все алмазы ультраосновного типа парагенезиса — независимо от морфологии, окраски и нахождения в кимберлитах или россыпях — имеют стандартный узкий диапазон значений $\delta\,^{13}C$ (от -2 до -8 ‰). Аномальный изотопный состав — как облегченный ($\delta\,^{13}C$ до -34 ‰), так и утяжеленный (до $+1$ ‰) — имеют только алмазы эклогитового типа парагенезиса. Эти данные позволили обосновать сходство алмазов россыпей севера Сибирской платформы с алмазами трубки Орапа (Ботсвана), что, несомненно, имеет значение для правильной постановки поисковых работ.

Из экспериментальных данных известно, что эклогиты в мантии могут образоваться двумя путями: выплавлением богатых водой расплавов из гипербазитов с застыванием на больших глубинах и за счет погружения на большие глубины и эклогитизации базальтовых пород

[Соболев В. С., 1976]. Особенности изотопного состава углерода алмазов, по нашему мнению, однозначно доказывают, что хотя бы часть эклогитов возникла вторым путем, при этом привносился экзогенный, обычно облегченный углерод из прослоев осадочных пород в базальтах, смешивающийся в различных соотношениях с эндогенным углеродом. Естественно, что в этих случаях могли получаться самые различные соотношения вплоть до совпадения с областью изотопного состава мантийного углерода.

Установленные факты дают новое подтверждение фундаментальному положению геологии о возможности погружения блоков базальтовой коры, захватывающей экзогенный углерод [Соболев В. С., Соболев Н. В., 1980].

В 1964 г. были подробно описаны милонитизированные, частично перекристаллизованные глубинные ксенолиты гранатовых перидотитов [Бобриевич и др., 1964]. При обнаружении подобных ксенолитов в ЮАР американские исследователи высказали гипотезу об их происхождении из «природного слоя» литосферы, по которому происходит движение плиты, и с глубиной этого слоя связывалась возможность формирования алмазоносных кимберлитов [Boyd, 1973]. Против этой гипотезы, находящейся в стадии обсуждения, имеются существенные возражения, так как подобные породы встречаются среди гранатовых перидотитов, залегающих в земной коре; возможно их образование в момент открытия трещин [Артюшков, Соболев С. В., 1977]. Но само по себе существование глубинных милонитов очень интересно и заслуживает дальнейшего изучения и осмысливания.

Гораздо меньше по сравнению с глубинными ксенолитами проводилось петрографическое изучение самих кимберлитов, что связано с большой степенью их измененности и засорением ксеногенным материалом. До сих пор трудно провести границу между настоящими ксенокристаллами в кимберлитах и минералами первой стадии кристаллизации на больших глубинах в самом кимберлитовом очаге и в первые этапы движения расплава. По всей вероятности, к последним относятся некоторые зональные гранаты.

К минералам, кристаллизующимся в самих кимберлитах, вне всякого сомнения относятся минералы второй стадии — мелкие кристаллы оливина, флогопита, а также минералы основной массы. Среди последних описаны нефелин и мелилит (трубка Удачная [Егоров, 1979]) и показано достаточно широкое распространение монтичеллита. Все это указывает на исключительную недосыщенность кимберлитового расплава SiO_2 и щелочную тенденцию.

Высказывались отдельные предположения о связи кимберлитов с карбонатитами. Однако этот вопрос весьма дискуссионный, как и проблема глубинных магматических карбонатитов, и за первичный карбонат иногда принимались псевдоморфозы по микролитам пироксена и монтичеллита. В последнее время дана развернутая критика представлений о сложных кимберлит-карбонатитовых телах в Африке, на описании которых и была основана соответствующая гипотеза. Продолжались работы по геохимии кимберлитов, но и здесь не проводился достаточно четкий отбор первичного магматического материала. Имеющиеся результаты в основном отражают геохимию конечных продуктов, включая элементы ксеногенного материала и продуктов вторичных изменений. В настоящей статье вопросы геохимии кимберлитов не рассматриваются.

ВЫВОДЫ

Задачи исследований на предстоящую пятилетку можно разделить на две органически взаимосвязанные части: научные фундаментальные исследования и решение практических задач.

Вне всякого сомнения, изучение минералогии алмазов и их спутников дает наиболее достоверные сведения о строении и развитии глубинных частей Земли в интервале 150—250 км, о которых сейчас можно говорить гораздо увереннее, чем о мантии и коре на меньших глубинах. Развитие техники исследования в тесной связи с развитием экспериментальных исследований при высоких давлениях стимулирует дальнейшее комплексное изучение минералогии алмазов, глубинных ксенолитов и самих кимберлитов. Нужно еще с большей детальностью проводить исследования парагенезисов минералов в отдельных алмазах, обратив особое внимание на изменение состава как в различных зернах, так и в пределах одного зерна. Весьма важно также дальнейшее накопление данных по минералогии глубинных ксенолитов, в том числе изучение минеральных включений в алмазах из этих ксенолитов. Накопление статистического материала должно завершиться составлением карт распространения кимберлитов.

Большое значение для наших представлений о земной мантии и о генезисе кимберлитов имеет продолжение изучения неалмазоносных ксенолитов в кимберлитах, захваченных на менее глубоких горизонтах мантии, а также всех типов глубинных ксенолитов, выносимых другими магматическими породами, главным образом щелочными базальтоидами. За последнее пятилетие в этом отношении накоплен большой фактический материал, но многие вопросы еще остаются спорными, а выдвигаемые гипотезы нуждаются в более полном обосновании [Глубинные ксенолиты..., 1975].

Нужно продолжить и углубить экспериментальное исследование силикатных систем при высоких давлениях в интервале 30—100 кбар. Здесь особенно важно закончить детальное изучение системы гранат — пироксен и гранат — оливин, а также системы плавления оливин — гранат — пироксен и гранат — пироксен — коэсит при различных давлениях. Желательно также закончить изучение пироксенов, пересыщенных SiO_2, что важно для понимания процессов минералообразования в мантии.

Необходимо еще шире внедрять методы исследования минералов с помощью микроанализатора, используя современные автоматизированные модели, как для получения новых данных по минералогии, так и для совершенствования минералогических методов поисков алмазоносных кимберлитовых трубок.

В последние годы стала развиваться новая техника лазерных микроанализаторов, позволяющих анализировать включения в прозрачных минералах без их вскрытия. Для минеральных включений в алмазах это может иметь большое значение при анализе без разрушения кристалла алмаза. Велика роль новой техники и в решении вопроса о наличии флюидных включений в алмазах, о которых имеются лишь отдельные недостаточно проверенные данные.

Вместе с тем полученные материалы по термодинамическим параметрам минералообразования должны найти более полное применение для построения геофизических моделей.

Одна из главных задач ближайшего периода — более углубленное исследование минералогии самих кимберлитов, особенно первых стадий их кристаллизации. Прежде всего следует достаточно хорошо отличать алмазы, вынесенные из мантии и образовавшиеся в самом кимберлитовом очаге. Если большая роль мантийных алмазов сейчас, по существу, полностью доказана [Соболев Н. В., 1974], то не только количественное значение, но и сама кристаллизация алмазов в кимберлитовом расплаве достоверно еще не установлены. Это относится и к минералам первой стадии кристаллизации, особенно мегакристам. Так, при построении отдельных разрезов мантии на основании изучения кимберлитов высказаны предположения о существовании слоя мегакристов [Eggler, McCallum, 1974].

Следует также продолжить изучение отличий глубинных минералов, возникших совместно с алмазами, от минералов, непосредственно следую-

щих за их кристаллизацией, но уже образующихся в условиях более высокого потенциала кислорода, что хорошо устанавливается для хромитов и особенно ильменита. Эти исследования должны быть тесно увязаны с минералогическим изучением мегакристов менее глубинных пород, где также не всегда можно провести четкую грань между ксенолитами и кристаллами, выросшими в магматическом очаге. Эти работы должны сопровождаться поисками расплавных и других типов первичных включений, что для большей части мегакристов до сих пор не сделано.

Переходя к краткому рассмотрению задач прикладного значения, прежде всего нужно отметить дальнейшую разработку поисковых критериев кимберлитовых тел вообще и алмазоносных кимберлитов в частности. Эта разработка должна идти по линии геологических (тектонических) построений в особенности по внедрению и развитию минералогических критериев алмазоносности.

Следует уделить внимание развитию и применению изотопных методов определения абсолютного возраста кимберлитов, преимущественно таких весьма точных методов, как U—Pb метод по цирконам. В ряде случаев однозначный ответ о правильном направлении поисковых работ можно получить лишь с помощью этих данных.

Особое внимание нужно уделить исследованию степени изношенности минералов с применением новых методов в комплексе с палеогеографическими исследованиями, которые позволили бы с достаточной точностью восстановить древнюю речную сеть, что представляет исключительный интерес при поисках трубок, перекрытых осадочными отложениями и траппами.

Наряду с поисками новых кимберлитовых тел и полей должно уделяться самое серьезное внимание возможным некимберлитовым источникам алмазов, главным образом там, где известно их нахождение в россыпях. При этом важнейшей задачей, которая до настоящего времени остается еще нерешенной, является нахождение прямых доказательств, т. е. образцов пород, содержащих видимые кристаллы алмаза.

МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

К МИНЕРАЛОГИИ КСЕНОЛИТОВ ГРОССУЛЯР-ПИРОКСЕН-ДИСТЕНОВОЙ ПОРОДЫ (ГРОСПИДИТА) ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТИИ*

(Геология и геофизика, 1960, № 3)

Среди разнообразных по составу включений, встречающихся в кимберлитах трубок Загадочная, Долгожданная и Зарница [Бобриевич и др., 1957], обнаружены своеобразные ксенолиты, состоящие из гроссуляра, дистена и моноклинного пироксена. Макроскопически — это округлой формы включения серовато-зеленого цвета, на фоне которых отчетливо выделяются желто-оранжевые зерна граната и слегка голубоватые кристаллики дистена. Количественные соотношения этих трех компонентов заметно варьируют. Структура пород нематогранобластовая, порфиробластовая, пойкилобластовая, от средне- до крупнозернистой.

Кроме названных главных минералов всегда присутствует рутил, обычно в единичных зернах, а иногда его содержание достигает 0,4 %. Отмечены также единичные зерна сапфира. Вторичные минералы представлены серпентином (?), зелено-буроватым хлоритоподобным минералом, глинистыми минералами и магнетитом.

Гранат образует изометричные зерна размером от долей миллиметра до 3—5 мм в поперечнике. Отмечается весьма интенсивная трещиноватость зерен с развитием по сети трещин карбоната и зеленовато-бурого хлоритоподобного минерала. Отдельные крупные зерна граната переполнены включениями мелких кристаллов дистена и пироксена, обусловливающих пойкилобластовую структуру. Во всех исследованных об-

Таблица 1

Химический состав граната

Компонент	Вес, %	Молекулярное кол-во	Атомные кол-ва кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 12+x	Число атомов катиона
SiO_2	40,70	678	1356	6,46	3,23
TiO_2	0,34	4	8	0,004	0,02
Al_2O_3	20,41	200	600	2,85	1,90
Cr_2O_3	Сл.	—	—	—	—
Fe_2O_3	0,80	5	15	0,06	0,04
FeO	8,02	111	111	0,53	0,53
MnO	0,15	2	2	0,01	0,01
CaO	23,57	420	420	2,00	2,00
MgO	4,58	113	113	0,55	0,55
K_2O	0,73	40	—	—	—
П. п. п. (H_2O^+)	1,02	56	—	—	—
Сумма. . .	100,32		2625	12,50	

Примечание. Аналитик В. М. Ковязина, ВСЕГЕИ, Ленинград.

* Совместно с А. П. Бобриевичем, Г. И. Смирновым.

Таблица 2

Теоретический расчет константы a_0 и показателя преломления анализированного граната

Компонент	Молекул, %	a_0, kX (по Скиннеру)	Показатель преломления
Гроссуляр	62,7	11,827	1,734
Андрадит	2,0	12,024	1,887
Альмандин	17,3	11,503	1,830
Спессартин	0,3	11,598	1,800
Пироп	17,7	11,438	1,714
Рассчитанные величины		11,705	1,750

разцах гранат однотипен. Показатели преломления его колеблются в незначительных пределах — от 1,737 до 1,747.

В табл. 1 приведен химический состав граната с пересчетом на кристаллохимическую формулу, причем избыток кремнезема вынесен за формулу. Кристаллохимическая формула граната:

$$(Ca_{2,00}Fe^{2+}_{0,53}Mg_{0,55}Mn_{0,01})_{3,09}(Al_{1,90}Fe^{3+}_{0,04})_{1,94}Si_{2,98}Ti_{0,02}O_2 + 25SiO_2.$$

Содержание отдельных компонентов граната, рассчитанных по данным химического анализа, приведено в табл. 2. Исследуемый гранат можно назвать гроссуляром, который, однако, отличается от обычного гроссуляра повышенным содержанием альмандинового и пиропового компонентов (в сумме 35 %).

Обычными методами рентгеноструктурного анализа для данного граната был определен параметр кристаллической решетки, оказавшийся равным $a_0 = 11{,}693 \mp 0{,}002\, kX$, а для аналогичного граната из включений в кимберлите трубки Зарница $a_0 = 11{,}663 \mp 0{,}002\, kX$, что значительно ниже соответствующей константы для чистого гроссуляра.

В табл. 2 приведены константы решеток для отдельных компонентов граната по Скиннеру [Skinner, 1956], а также показатели преломления. Эти данные положены в основу расчета показателя преломления и константы a_0 анализированного граната при условиях, что константа изменяется прямо пропорционально молекулярному содержанию компонента. Расчетное значение показателя преломления очень близко к измеренному. Экспериментальное значение a_0 немного меньше расчетного.

Гранат из ксенолитов в трубке Зарница, судя по константе a_0, должен содержать еще большее количество альмандин-пиропового компонента — примерно 40 %.

Пироксен встречается в виде крупных зерен, размером от долей миллиметра до 1—2 мм. В шлифах он совершенно прозрачный и может быть вполне определенно идентифицирован только по характерной спайности. В большинстве случаев зерна пироксена свежие, с незначительным количеством вторичных минералов, но отдельные зерна почти полностью замещены желто-зеленоватым и буроватым хлорит-серпентиновым минералом. В пироксене часто встречаются включения дистена в виде правильных призматических зерен, иногда с закругленными гранями. $2V$ пироксена колеблется от $+70$ до $+72$ (по двум выходам), а cNg — от 36 до 38°. Показатели преломления соответственно равны: $Ng' = 1{,}696 \mp 0{,}002$, $Np' = 674 \mp 0{,}002$, $Ng' - Np' = 0{,}022 \mp 0{,}004$. Увеличение угла $2V$ по сравнению с диопсидом можно объяснить повышенным содержанием Na_2O, входящим в жадеитовый компонент.

В табл. 3 приведен химический состав моноклинного пироксена и пересчет его на кристаллохимическую формулу. Следует иметь в виду, что при отборе материалов не удалось полностью освободиться от вростков дистена, за счет чего и отмечается в анализе некоторый избыток гли-

Таблица 3

Химический состав моноклинного пироксена

Компонент	Вес. %	Молекулярное кол-во	Атомное кол-во кислорода	Число атомов кислорода в расчете на 6	Число атомов катионов
SiO_2	57,33	954	1908	4,04	2,02
TiO_2	Сл.	—	—	—	—
Al_2O_3	16,73	164	492	1,04	0,69
Fe_2O_3	3,02	19	—	—	—
Cr_2O_3	Сл.			—	—
FeO	0,28	4	4	—	—
MnO	Не обн.	—	—	—	—
MgO	7,20	179	179	0,38	0,38
CaO	11,42	203	203	0,43	0,43
K_2O	0,24	2	—	—	—
Na_2O	3,16	51	51	0,11	0,22
$-H_2O$	0,03	2	—	—	—
П. п. п. (H_2O^+)	0,74	41	—	—	—
Сумма . . .	100,15		2837	6,00	

нозема, хотя соответствующий недостаток кремнезема анализом не отмечен. Вместе с тем несомненным является высокое содержание жадеитового компонента и некоторый избыток глинозема. Окись железа полностью отнесена условно за счет вторичных продуктов.

Кристаллохимическая формула: $Na_{0,22}Ca_{0,43}Mg_{0,38}Al_{0,69}Si_{2,02}O_8$, при этом содержание алюминия, несомненно, завышено.

Дистен образует преимущественно вытянутые столбики, причем наряду с хорошо ограненными формами встречаются неправильные и округло-овальные зерна размером от долей миллиметра до 0,5—1 мм. Встречаются *s*-образно изогнутые кристаллы дистена. Часто наблюдаются включения дистена в зернах граната и обратные соотношения. Все зерна дистена обладают четкой спайностью по (100), а также по (010) и (001). Кроме простых двойников попадаются полисинтетические узкие двойники, иногда скрученные. Очень редко в дистене наблюдаются вростки призматического рутила, а также пластинчатого сапфира. Отмечается явление замещения дистена глинистыми минералами. Показатели преломления дистена исключительно постоянны: $Ng' = 1{,}728 \mp 0{,}002$, $Np' = 1{,}713 + 0{,}002$.

В табл. 4 приведен результат химического анализа дистена. Соотношения молекулярных количеств кремнезема и глинозема хорошо согласуются с формулой минерала.

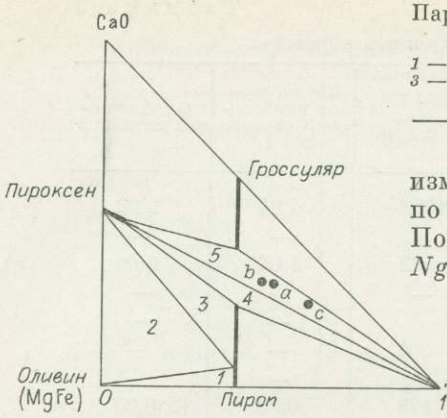
Таблица 4

Химический состав дистена

Компонент	Вес, %	Молекулярное кол-во
SiO_2	37,10	618
Al_2O_3	62,65	616
Fe_2O_3	0,08	1
CaO	0,21	3
MgO	Сл.	—
$-H_2O$	0,18	10
П. п. п.	0,02	
Сумма . . .	100,24	

Рутил наблюдается в виде мелких (от 0,02 до 0,2 мм) угловатых, неправильной формы, часто удлиненных зерен; единичные зерна имеют идиоморфные очертания—комбинацию призмы с дипирамидой. Цвет рутила желто-красноватый до коричнево-бурого, почти черного.

Сапфир встречался в двух образцах в виде единичных мелких зернышек (до 0,1—0,2 мм). В одном случае отмечено зерно размером до 0,5 мм с плеохро-



Парагенетическая диаграмма пород эклогитовой фации при недосыщенности SiO_2.

1 — гранатовые оливиниты; *2* — гранатовые перидотиты; *3* — эклогиты; *4* — дистеновые эклогиты; *5* — гроспидиты (*a* — *c* — точки анализов пород).

измом от темно-фиолетово-синего цвета по *Ng* по голубовато-зеленоватого по *Np*. Показатель преломления (один замер) $Ng = 1{,}770$. Как уже отмечалось выше, сапфир в форме пластиночек прорастает кристаллы дистена.

Серпентиноподобный минерал развивается главным образом по пироксену. Количество его в различных образцах непостоянно (почти от 0 до 25 %).

Магнетит присутствует в ничтожных количествах и появляется, по-видимому, благодаря процессу изменения моноклинного пироксена. Местами развиваются также агрегаты гидроокислов железа.

В табл. 5 приведены результаты химических анализов исследуемых пород из различных кимберлитовых трубок.

Изученные породы обладают двумя особенностями: необычным составом граната и необычным парагенезисом дистена с кальциевым гранатом и моноклинным пироксеном.

Для состава граната характерно очень высокое содержание пироп-альмандиновых компонентов при преобладании гроссулярового компонента. На обзорных диаграммах [Винчелл А. Н., Винчелл Л. В., 1953] для кальциевых гранатов максимальное содержание пироп-альмандиновых компонентов приводится до 22 %, в наших же гранатах оно достигает 35 % и даже более. Как следует из парагенетической диаграммы (см. рисунок), здесь мы имеем гранат предельного состава при данных условиях (температуре и давлении), а вероятно, и вообще предельного состава.

Необычный парагенезис дистена с моноклинным пироксеном уже описан для включений эклогитов в кимберлитах; в частности, подобные включения известны в кимберлитах Якутии [Бобриевич и др., 1957]. Однако в указанных породах имеется гранат типа пиропа, и совершенно новой чертой наших парагенезисов является появление с дистеном существенно кальциевого граната.

Таблица 5

Химический состав гроссуляр-пироксен-дистеновых пород, %

Компонент	Трубка Загадочная		Трубка Зарница	Компонент	Трубка Загадочная		Трубка Зарница
SiO_2	44,18	44,96	47,26	K_2O	0,85	0,26	0,24
TiO_2	0,32	0,35	0,30	CO_2	0,19	0,12	0,77
Al_2O_3	24,07	23,20	24,92	H_2O^-	0,70	0,33	1,17
Cr_2O_3	0,01	0,01	0,03	SO_3	0,03	0,02	0,03
Fe_2O_3	4,84	3,14	5,24	F	0,02	0,01	0,01
FeO	1,76	3,30	0,84	P_2O_5	0,14	0,11	0,14
MnO	0,03	0,05	0,06	П. п. п.	0,72	0,71	0,53
MgO	6,11	6,42	4,00				
CaO	15,06	15,47	11,04	Сумма . . .	100,25	100,17	99,69
Na_2O	1,22	1,71	3,11				

Примечание. Аналитик Г. В. Шевченко, ИГПИ, Ленинград.

Приведенная парагенетическая диаграмма составлена для пород с недостатком кремнезема и соответственно небольшим количеством корунда. Как видно из диаграммы, состав кальциевого граната в данной породе должен быть предельным. Состав другого предельного граната (пиропа) с содержанием гроссулярового компонента до 40 % приведен по литературным данным [Wright, 1938]. В гранатах из эклогитовых включений кимберлитов Якутии [Бобриевич и др., 1957] максимальное содержание гроссулярового компонента значительно ниже взятой цифры. Однако в некоторых включениях гроссуляр-пироксен-дистеновой породы после измельчения наряду с желтым гроссуляровым гранатом был встречен розовый гранат пиропового типа с резко повышенной константой $a = 11{,}581$ и показателем преломления порядка 1,765. Из этих данных можно заключить, что содержание гроссулярового компонента будет равно 35—40 %. Под микроскопом не удалось установить соотношения между этими гранатами, так как в шлифах они бесцветны, но, вероятно, мы имеем изолированные участки пород несколько иного состава, попадающих в другой парагенетический треугольник (см. рисунок, поле 4). Равновесный парагенезис указанных гранатов исключается устойчивым парагенезисом дистен — моноклинный пироксен.

Все точки, отвечающие трем химическим анализам исследуемой породы, попали на нашей диаграмме в соответственное парагенетическое поле (см. рисунок, поле 5).

Появление парагенезиса дистен — гроссуляр вместо обычного дистен — анортит обусловлено теми же особенностями условий образования, что и в случае эклогитов, т. е. высоким давлением.

Таким образом, мы здесь имеем новый тип метаморфической породы, относящийся к фации эклогитов, достаточно широко распространенной в виде включений в различных кимберлитовых трубках. Своеобразие данной породы и большой интерес, какой она представляет с генетической точки зрения, дают нам основание предложить для нее новое, специальное название — гроспидит, которое уже само отражает ее минеральный состав.

Принимая температуру метаморфизма данной породы примерно 900 °С, по кривой равновесия дистен — силлиманит [Clark et al., 1957] получим, что давление было не ниже 17000 атм.

Гроссуляровый гранат с таким высоким содержанием пироп-альмандиновых компонентов, как и пироп с содержанием до 40 % кальциевого граната [Wright, 1938], по-видимому, возможны лишь в эклогитовой фации. Однако здесь вряд ли можно говорить о прямом влиянии повышения давления на расширение пределов изоморфизма. Как уже отмечалось, это влияние весьма незначительно и при этом повышение давления должно скорее благоприятствовать распаду изоморфных смесей [Соболев В. С., Соболева О. С., 1949]. Невозможность непрерывного ряда гранатов с заменой Ca^{+2} на Fe^{+2} и на Mg^{+2}, которая достаточно обычна для других силикатов при высокой температуре, объясняется неустойчивостью граната в этом интервале состава. Действительно, парагенезис кальциевого и пироп-альмандинового гранатов ни в каких породах невозможен, так как при сравнительно низких давлениях заменяется парагенезисом анортит — диопсид, а в нашем случае — парагенезисом дистен — диопсид. Повышение давления, способствуя образованию гранатов за счет других, более легких, минералов, в частности за счет анортита, приводит к расширению его парагенетических полей и соответственно к расширению пределов взаимной растворимости.

ПРОБЛЕМА СИНТЕЗА МИНЕРАЛОВ НА СЕССИИ МЕЖДУНАРОДНОЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

(Проблемы геологии на XXI сессии Международного геологического конгресса, 1963)

В XXI сессии Международного геологического конгресса была приурочена также работа Международной минералогической ассоциации. В программу ее заседаний кроме организационных вопросов входило два симпозиума: синтез минералов и полевые шпаты. В целом работа ассоциации была уже освещена в нашей печати, а также рассматривается в настоящем сборнике в другой статье. В данной заметке мы остановимся несколько подробнее на проблеме синтеза минералов, имеющей в настоящее время большое значение.

Из прочитанных сообщений особый интерес вызвал доклад Ф. Бойда и И. Ингленда (Геофизическая лаборатория института Карнеги в Вашингтоне): «Синтез пиропа, алмаза и других фаз высокого давления». Авторы работы ставили систематические опыты при давлении вплоть до 100 кбар, хотя соответствующие точные измерения были возможны только в интервале до 40 кбар. Чистый пироп, как известно, был получен синтетическим путем уже несколько лет назад при давлении сначала 30, а потом 20 кбар. В рассматриваемой работе впервые дается диаграмма равновесия, определяющая поле устойчивости этого важного породообразующего минерала (рис. 1). Кривая *B* является кривой плавления, вероятно, инконгруэнтного и имеет наклон 14,1° кбар. В сторону низких давлений область пиропа ограничивается кривой распада *A* с превращением его в глиноземистый энстатит + сапфирин + силлиманит (?). Как видно на рис. 1, положение этой кривой в первую очередь определяется по распаду, а не по образованию пиропа. Правее ее имеется некоторая область давлений (до кривой *D*), внутри которой пироп остается стабильным, но в то же время не образуется из соответствующей смеси. Однако пироп удалось получить и в этой области в случае присутствия в стекле затравок, которые росли вплоть до кривой *A*, и поэтому Бойд и Ингленд считают положение кривой равновесия несомненным.

Если истинное равновесие отвечает кривой *A*, образование пиропа при температурах порядка 800 °С становится возможным с 15 кбар, в то время как при температуре 300 °С давление не может быть ниже 10 кбар. Тройная инвариантная точка лежит при температуре 1510 °С и давлении 21,6 кбар. Пунктирная кривая *D*, отделяющая область, в которой удает-

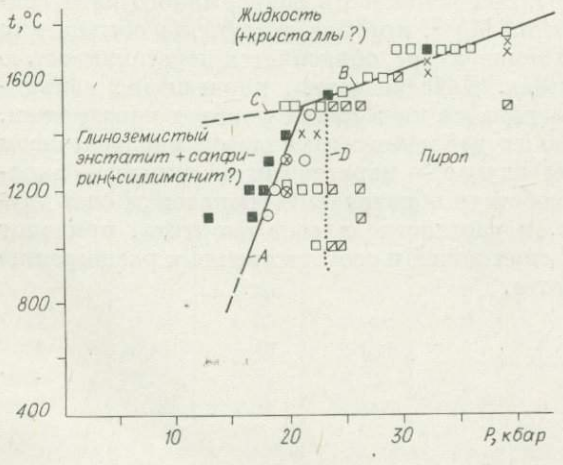


Рис. 1. Поле устойчивости пиропа. Заштрихованные прямоугольники отвечают стеклу или смеси кристаллических фаз, из которой образуется пироп. Пустые прямоугольники с тонкими границами — пробы, в которых стекло или смесь кристаллических фаз реагирует с образованием энстатита и сапфирина (+ силлиманит?); косые крестики — пробы, в которых пироп не разрушается; залитые прямоугольники — пробы, в которых пироп распадается на энстатит + сапфирин (+ силлиманит?); кружки — пробы, в которых пироп образуется из стекла или смеси кристаллических фаз при добавке 10 % кристаллического пиропа [Boyd, England, 1958—1959].

ся непосредственно синтезировать пироп (без затравок), проходит почти вертикально при давлениях порядка 23 кбар.

Авторами отмечено, что кривая распада пиропа проходит в области более низких давлений, нежели кривая устойчивости дистена. Это вызывает некоторые сомнения, так как в природе дистеновые породы распространены гораздо шире, чем гранаты, близкие к пиропу, а если учесть некоторую неясность результатов эксперимента, то можно предположить, что истинное положение кривой равновесия несколько сдвинется в сторону бóльших давлений.

При интерпретации данных, приведенных докладчиком, в генетической минералогии следует считаться с двумя важными обстоятельствами — влиянием альмандинового компонента и характером парагенезиса. Несомненно, что изоморфная замена некоторой части магния на двухвалентное железо резко снижает нижний предел давления, необходимый для образования граната. С другой стороны, парагенезис пиропового граната с моноклинным пироксеном в эклогите, по-видимому, требует более высокого давления, нежели образование самого пиропа. Есть основание полагать, что для кристаллизации природных эклогитов необходимо было давление выше 15 кбар. Алмазоносные эклогиты, встречающиеся в кимберлитах, образуются, несомненно, при гораздо больших давлениях (40 кбар и выше).

Проблема устойчивости граната пироп-альмандинового ряда и образования эклогитов имеет большое значение для минералогии, и выяснение термодинамических условий образования последних в природе должно стать задачей ближайших экспериментальных исследований.

Другим чрезвычайно важным вопросом, рассмотренным в докладе, является содержание глинозема в энстатите. Авторы утверждают, что с повышением давления растворимость глинозема увеличивается, и при давлении 18 кбар, температуре 1400 °С энстатит содержит 20 % Al_2O_3, т. е. почти становится полиморфной модификацией пиропа.

Докладчик совершенно правильно отметил, что в энстатите половина глинозема входит в шестерную и половина в четверную координации. Учитывая объемный эффект изменения координации алюминия, можно считать, что повышение давления будет до тех пор благоприятствовать вхождению глинозема в энстатит, пока это происходит за счет алюмосиликатов, т. е. силикатов с четверной координацией алюминия. Это будет справедливо для более низких давлений, при которых глиноземистый энстатит (с силлиманитом) будет образовываться за счет кордиерита. Гораздо более сомнительной становится такая возможность в парагенезисе энстатита с сапфирином, в котором алюминий во всяком случае находится в шестерной координации.

Следует также отметить, что в природе известен парагенезис энстатита с пиропом в гранатовых перидотитах. Правда, нам не удалось найти анализа такого энстатита, но, судя по диаграмме Иодера и Тилли, которые использовали неопубликованные данные О'Хара, содержание глинозема в этом энстатите ограничивается несколькими процентами. Таким образом, вызывает сомнение правильность заключений авторов доклада о зависимости содержания глинозема в энстатите от давления. Соответствующие определения состава проводились по данным рентгеновских измерений, и, вероятно, использованная кривая была недостаточно точной. Для выражения зависимости растворимости глинозема в энстатите от давления более вероятной является кривая с максимумом (точкой перегиба), отвечающим моменту исчезновения кордиерита. В то же время уточнение содержания алюминия в энстатитах на кривой распада пиропа имеет большое значение, так как оно должно сильно изменяться с температурой и может служить ключом для определения температуры кристаллизации природных пироповых перидотитов.

Из других данных в докладе упоминался синтез алмаза, который получен методом, разработанным «General Electric Company 2» (с никелем

в качестве катализатора), а также подтверждены данные Рингвуда об образовании полиморфной модификации фаялита со структурой шпинели при давлении в 80 кбар и температуре 1500 °С. Касаясь вопросов происхождения алмазов, докладчик говорил о двух типах эклогитов: обычных метаморфических эклогитах с более железистым гранатом и глубинных эклогитах, связанных с ультраосновными породами, в которых гранат более магнезиальный. Это отвечает ранее высказанным предположениям. Однако следует напомнить, что алмазы были найдены в ксенолитах эклогита с гранатом довольно высокой железистости, и вопрос следует детально проверить. Вероятнее всего, здесь может идти речь лишь о возможном предельном содержании пиропового компонента в гранате, которое должно увеличиваться с увеличением давления, в то время как альмандиновый компонент остается устойчивым при любых давлениях и железистость граната в глубинных алмазоносных эклогитах может изменяться в весьма широких пределах. В связи с этим вопросом следует обратить внимание и на находку включений граната в алмазах с показателем преломления до 1,78.

Другой доклад —«Синтез пиральспитовых гранатов при относительно низких давлениях», имеющий большой интерес для выяснения условий образования гранатов в иной термодинамической области,— был сделан Матхерсом (университет Витсбурга). Эксперименты проводились при гидростатическом давлении (P_{H_2O}, $P_{H_2O+CO_2}$, P) в интервале 50—1000 атм, причем выяснилось, что при понижении давления ниже 200 атм быстро создаются условия, неблагоприятные для образования гранатов. В указанных условиях синтезировались лишь гранаты, богатые марганцем. Для образования спессартина нижний температурный предел реакции определен в 410 °С. Содержание альмандинового компонента повышало эту граничную температуру до 500 °С (30 % содержания альмандина) и выше, причем в указанных условиях удалось получить гранат, содержащий до 70 % альмандина. Получены также спессартины с содержанием до 10 % пиропового компонента при температуре от 390 до 400 °С. В гранатах с максимальным содержанием альмандинового компонента удалось растворить до 15 % пиропа и до 20 % гроссуляра.

В докладе отмечено, что до температуры 700 °С все гранаты оставались устойчивыми. Отмечено также, что при температуре ниже 200 °С удалось получить гранаты, содержащие воду в виде гидроспессартинового компонента. Были проверены условия распада природного граната под действием водяного пара. В то время как при температуре 650 °С и давлении 1000 атм пироп-альмандиновые гранаты эклогитов подвергались хлоритизации, спессартин-альмандиновый гранат пегматитов подвергался распаду с образованием нового граната.

Изложенный в докладе материал дает возможность судить о температуре и давлении при образовании граната в пегматитах. Эти температуры, относящиеся отнюдь не к ранним стадиям образования пегматитов, должны превышать для спессартина 400 °С, а для марганцево-железистых гранатов 500 °С и более. Характерно, что в настоящее время у многих петрографов имеются тенденции понижать температуры образования минеральных фаций, и соответственно в дискуссии были высказаны сомнения относительно правильности приведенных докладчиком цифр.

Интересная тема общего значения, касающаяся кинетики общей кристаллизации, в частности кинетики образования зародышей и их роста в ряде водно-силикатных систем, была затронута в докладе Файфв (университет Калифорнии, Беркли). Автором отмечено, что для выявления условий равновесия в этих системах требуются дополнительные методы. Будем надеяться, что путем внесения соответствующих уточнений будет, наконец, определено поле устойчивости такого обычного породообразующего минерала, как андалузит, который до сих пор удавалось получить лишь как метастабильную фазу. В докладе уделялось также внимание

устойчивости минералов, в частности антофиллита, энстатита и талька, в так называемой области с недостатком воды, причем докладчик приходит к заключению, что такого рода равновесия не могут быть обычными. Как уже отмечено в другом месте, автор данного обзора полагает, что давление водяного пара в газово-флюидной смеси при реакциях минералообразования никогда не становится слишком малым и существование специальных минеральных фаций и парагенезисов, образующихся в условиях «недостатка» воды, вообще невозможно.

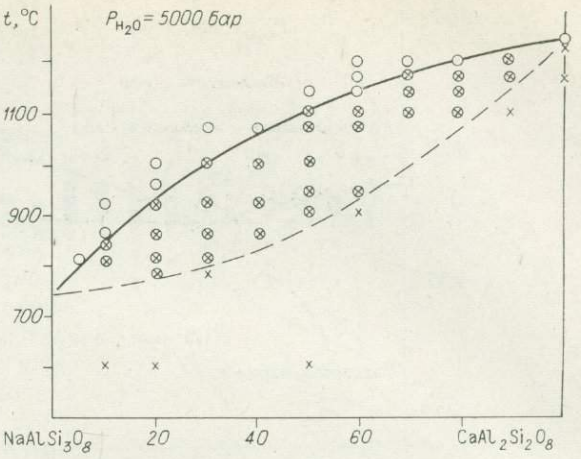


Рис. 2. Проекция тройной системы $NaAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — H_2O при P_{H_2O} = 5000 бар [Yoder et al., 1956—1957].

Рассмотренные выше синтезы гранатов помогают нам ориентироваться прежде всего в давлениях, а отчасти также температурах при кристаллизации преимущественно метаморфических пород, а также пегматитов и некоторых специфических гипербазитов. Для определения условий кристаллизации большинства магматических и отчасти метаморфических пород особое значение имеют условия равновесия полевых шпатов (Or—An—H_2O при 5000 бар), которым был посвящен доклад Иодера, Стюарта и Смита (Геофизическая лаборатория, Вашингтон; Геологическая служба США, Вашингтон; Саскачиванский университет, Саскатун).

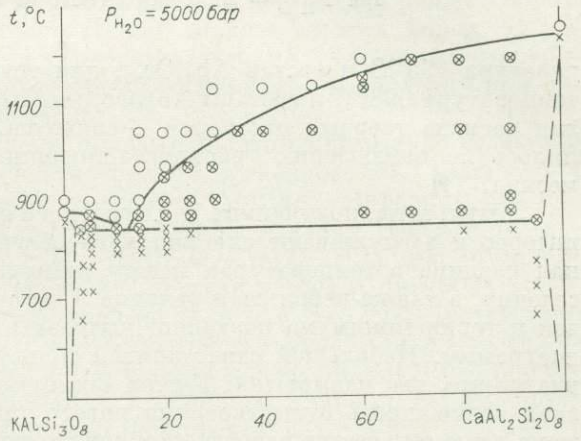


Рис. 3. Проекция тройной системы $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — H_2O при P_{H_2O} = 5000 бар [Yoder et al., 1956—1957].

Авторами были исследованы частные тройные системы, а также равновесия четверных систем в указанных условиях. Для системы Ab—An—H_2O было подтверждено существование непрерывной серии твердых растворов без области распада. Рис. 2 иллюстрирует понижение температур плавления по сравнению с «сухой» системой, а также некоторое уменьшение расстояния между кривыми жидкой и твердой фаз.

Система Or—An—H_2O (рис. 3) при этих условиях относится к простому эвтектическому типу, так как плавление ортоклаза становится конгруентным. Эвтектическая точка в равновесии с газом лежит при температуре 845 °C и в составе твердого остатка An : Or = 12 : 88. Пределы твердых растворов весьма невелики: менее 2 % An и 4 % Or. Для системы Ab—Or — H_2O (рис. 4) при указанных условиях устанавливается пересечение кривой распада твердых растворов с кривой плавления, причем область пересечения, являясь достаточно широкой, лежит по одну сторону от точки минимума. В то время как для точки минимума дается тем-

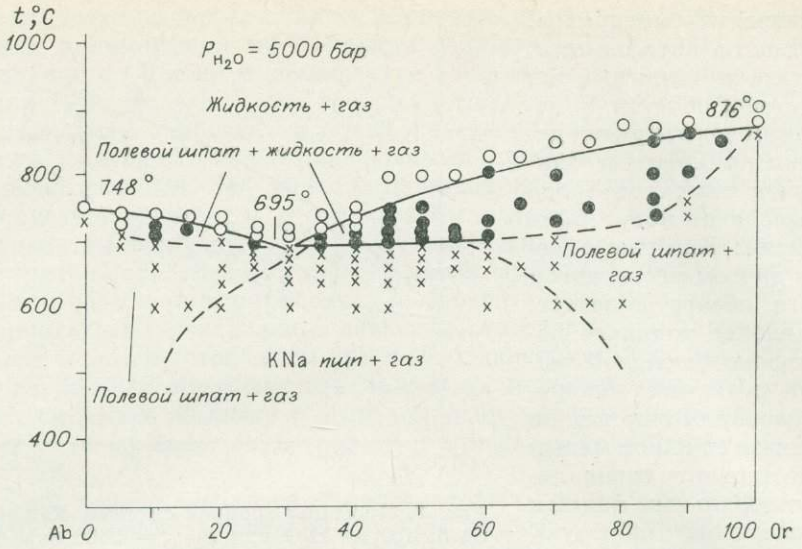


Рис. 4. Проекция тройной системы $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — H_2O при P_{H_2O} = 5000 бар [Yoder et al., 1956—1957].

пература 695 °С и состав $Ab_{71}Or_{29}$, для точек пересечения указывается температура 698 °С и составы $Ab_{66}Or_{34}$ и $Ab_{42}Or_{58}$. Приводится также кривая распада твердых растворов — сольвуса, положение которой определялось по наблюдению раскристаллизации стекла в течение одного месяца.

Результаты, полученные для последней системы, представляют особый интерес и заслуживают специального обсуждения. Весьма незначительная разница в температурах между точками минимума и точками пересечения, а также небольшая разница в составе крайней из указанных точек и точки минимума позволяет высказать сомнение в типе полученной диаграммы. Небольшой сдвиг кривой сольвуса привел бы нас к обычной диаграмме, так называемой *V*-типа Розебума. Между тем сама теоретическая возможность существования нового типа диграммы с точкой минимума даже в качестве разреза тройной системы вызывает сомнение. К этому вопросу мы надеемся вернуться еще впоследствии и отметим лишь, что следует проверить экспериментально возможность существования таких диаграмм для систем с менее пологой кривой плавкости, кристаллизующихся при меньших давлениях, например, для системы KCl—NaCl—H_2O. В случае полевых шпатов это имеет, конечно, чисто теоретический интерес, так как даже при правильности построения незначительное изменение условий либо вернет нас к обычной

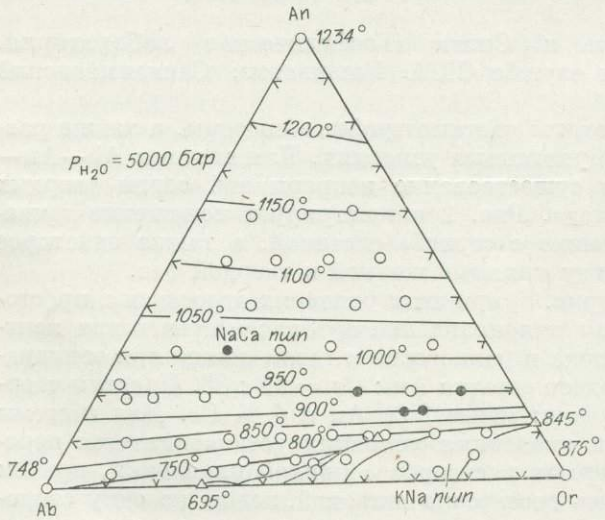


Рис. 5. Проекция четверной системы $NaAlSi_3O_8$ (Ab) — $KAlSi_3O_8$ (Or) — $CaAl_2Si_2O_8$ (An) — H_2O при P_{H_2O} = 5000 бар [Yoder et al., 1956—1957].

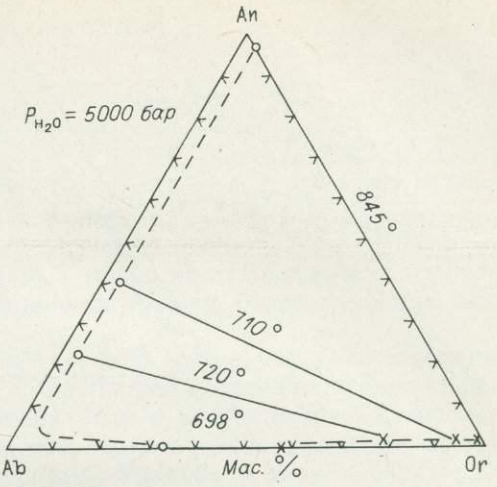


Рис. 6. Конноды, определенные экспериментально для двух полевых шпатов в равновесии с жидкостью и газом [Yoder et al., 1956—1957].

кривой с минимумом, либо приведет к диаграмме *V*-типа с эвтектической точкой.

Проекция четырехфазной пограничной кривой (два полевых шпата + жидкость + газ) четверной системы (рис. 5) идет от точки $An_{12}Or_{88}$, 845° до точки $Ab_{70}Or_{30}$, 698°. Опыты подтверждают уже ранее высказанные соображения о том, что жидкость вдоль этой кривой всегда обогащена Or и Ab, что имеет большое значение при рассмотрении проблем частичного плавления и метасоматоза. Приводятся составы совместно существующих двух полевых шпатов (рис. 6), дается сечение тройной системы при температурах 770 °С (рис. 7), 720 °С (рис. 8) и 660 °С, что должно иметь большое значение при парагенетическом анализе многих пород. В докладе даются также сравнения с результатами, полученными в минералогии, и делаются попытки определения температуры и давления при образовании природных парагенезисов.

Непосредственно к проблеме полевых шпатов примыкает проблема кристаллизации нефелинов, рассмотренная в докладе Д. Гамильтона и В. Маккензи (Манчестерский университет, Англия) «Нефелины как индикатор температуры кристаллизации». Авторы изучали твердые растворы нефелинов в системе $NaAlSiO_4$—$KAlSiO_4$—SiO_2—H_2O при давлении около 1000 атм (15 тыс. фунтов на квадратный дюйм) и при 800—700—600 °С. Показано, что предел растворимости SiO_2 в $NaAlSiO_4$ (вследствие замены части атомов Al на Si с соответствующим уменьшением содержания Na) быстро падает с понижением температуры: для 700°С он близок к 10 %, как это показано на рис. 9. С изменением температуры изменяется и предел растворимости калиевого компонента.

На основе полученных данных сделана попытка определения температуры кристаллизации некоторых природных нефелинов, и полученные цифры сопоставлены с цифрами, найденными по сосуществующим в парагенезисе полевым шпатам. Эти данные будут без сомнения полезны для определения температуры образования щелочных пород, которые сейчас нередко определяются без достаточно твердых оснований.

Ограничившись обзором приведенных докладов, переходим к обобщениям. Рассматривая доклады, заслушанные на симпозиуме, и всю литературу по данной проблеме, нетрудно убедиться в том, как сильно возрос интерес к точному определению температуры и давления в процессе минералообразования. До недавнего времени обычно ограничивались лишь относительным определением, располагая «минеральные фации» в определенной последовательности, и лишь приблизительно устанавливали термодинамические факторы равновесия. Новые технические возможности эксперимента открывают и новые перспективы в минералогии. Правда, еще и сейчас господствующие в науке представления нередко находятся в полном противоречии с данными эксперимента, а также имеются различные пути обхода и гибкого истолкования самих экспериментальных данных, в первую очередь истолкования роли воды. Однако недалеко то время, когда кривотолки станут невозможны и мы подойдем к точному определению условий геохимических процессов в земной коре, а также термодинамических факторов в верхней мантии. Особый интерес

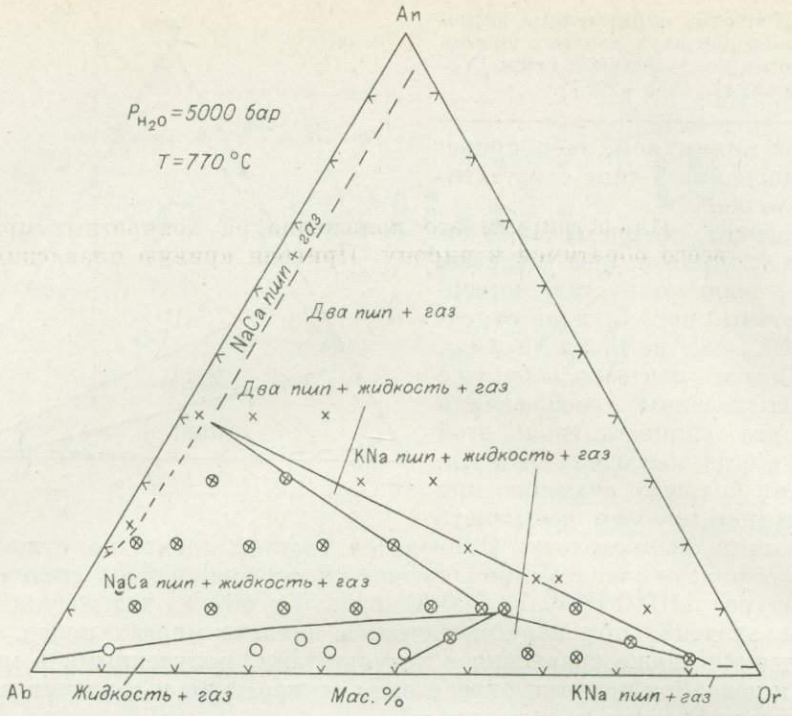


Рис. 7. Проекция четверной системы $NaAlSi_3O_8$(Ab)— $KAlSi_3O_8$(Or) — $CaAl_2Si_2O_8$ (An)— H_2O при 770 °С и P_{H_2O} = 5000 бар. Даны только ассоциации в равновесии с газом [Yoder et al., 1956—1957].

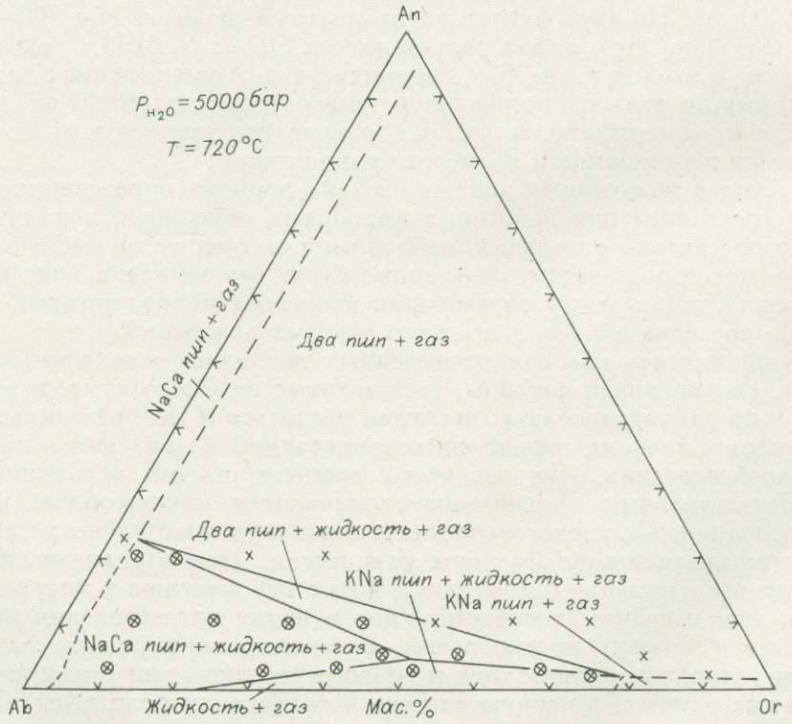


Рис. 8. Проекция четверной системы $NaAlSi_3O_8$(Ab)— $KAlSi_3O_8$(Or)— $CaAl_2Si_2O_8$ (An)— H_2O при 720 °С.

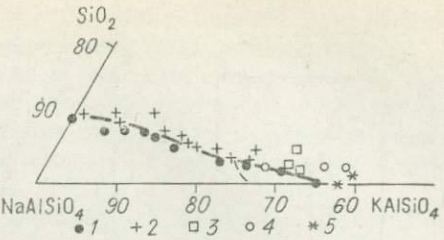


Рис. 9. Часть треугольной диаграммы $NaAlSiO_4$ — $KAlSiO_4$ — SiO_2, показывающая пределы твердых растворов нефелина при $t = 700$ °С и P_{H_2O} около 1000 атм.

1 — твердые растворы нефелина; *2* — нефелин + полевой шпат; *3* — нефелин + лейцит; *4* — нефелин + лейцит + кальсилит; *5* — нефелин + кальсилит (по Hamilton, Mackenzie [1960]).

к экспериментам с высоким давлением, а также исследованиям соответствующих парагенезисов связан именно с изучением более глубоких зон Земли.

Оценивая положение дел в отечественной науке, мы с сожалением должны констатировать, что наряду с отдельными достижениями мы имеем отставание в экспериментальной минералогии и особенно в области синтеза минералов при высоких давлениях, хотя в самое последнее время здесь и достигнуты существенные успехи. Удалось в ряде лабораторий не только повторить синтез многих минералов, требующих для своего образования высоких давлений, но и впервые синтезировать ритулоподобную модификацию кремнезема — стишовит при давлениях, значительно превышающих 100 кбар. Указанное отставание является особенно досадным на фоне развития теоретических исследований по применению физической химии в минералогии, в которых отечественная наука занимает сейчас ведущее положение. Необходимо в самое ближайшее время заполнить образовавшийся пробел, расширяя сеть соответствующих лабораторий и развивая экспериментальные исследования, имеющие большое значение как для решения важных задач прикладной геологии, так и для развития всей науки о Земле.

ОБ ИНКОНГРУЭНТНОСТИ ПЛАВЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ ДАВЛЕНИЯ

(Доклады АН СССР, 1969, т. 156, № 2)

В последнее время накапливается все больше данных о минералах, область существования которых зависит от давления. Это относится не только к полиморфным превращениям, которые можно рассмотреть в рамках однокомпонентной системы, но и к реакциям двукомпонентных систем типа $A + B + C$, где минерал C либо образуется (жадеит, пироп), либо разлагается (альбит, анортит, лейцит) с повышением давления. Пока экспериментальные исследования ограничивались в основном построением кривой распада в области субсолидуса. Однако расширение технических возможностей эксперимента позволяет подойти сейчас и к исследованию плавления данных минералов, и соответствующие диаграммы представляют значительный интерес для трактовки вопросов магмообразования. Поэтому сейчас полезно обратиться к общему рассмотрению особенностей PT-диаграмм подобных систем, что позволяет предвидеть важную особенность плавления подобных минералов вблизи пограничной области.

Рассмотрим для какого-нибудь частного случая проекцию диаграммы равновесия на плоскость *ср*, которая наиболее наглядна для выяснения особенностей плавления соединения (рис. 1). Пусть мы имеем случай, когда минерал C, обладающий при атмосферном давлении конгруэнтным плавлением, распадается при повышении давления по реакции $C = A + B$. В случае нонвариантного равновесия мы будем иметь при фиксированных температуре и давлении четыре фазы: твердые фазы A, B, C

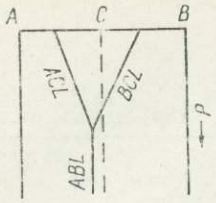


Рис. 1. Проекция пространственной диаграммы $c - P - T$ на грань cP.

Для промежуточного соединения C конгруэнтное плавление сменяется инконгруэнтным.

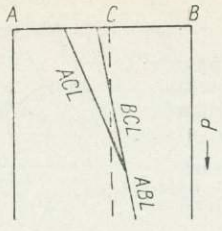


Рис. 2. Проекция системы $c - P - T$ на плоскость cP. Фаза C при повышении давления дважды меняет характер плавления: инконгруэнтное → конгруэнтное → инконгруэнтное.

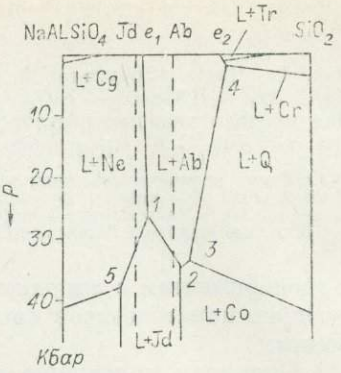


Рис. 3. Схематическая проекция системы $NaAlSiO_4 - SiO_2$ на плоскость cP.

и жидкость — L. В точке, отвечающей составу жидкости, должны пересечься три моновариантных линии равновесия: ACL, BCL, ABL. При заданном условии первые две линии при низких давлениях являются эвтектическими и лежат по разные стороны от линии состава C. Для положения точки пересечения возможны два варианта: 1) точка пересечения ляжет на линию состава C, 2) точка пересечения не попадает на линию состава C. В первом случае с увеличением давления эвтектические точки в разрезах, перпендикулярных к оси p, по мере повышения давления приближались бы к составу C и при давлении, отвечающем моновариантному равновесию, слились бы с последним. При этом минерал C сохранял бы конгруэнтность плавления вплоть до распада. Однако указанный вариант является лишь частным маловероятным случаем, так как эвтектический состав не имеет никакого отношения к составу соединения, а передвижение эвтектической точки с изменением давления зависит от относительного положения PT-кривых плавления трех указанных минералов. Таким образом, в указанных системах следует всегда ожидать второй вариант. Во втором варианте одна из указанных линий (см. рис. 1) должна пересечь линию состава C. При этом эвтектическая точка становится перитектической, а фаза C приобретает инконгруэнтное плавление.

Если минерал C при низких давлениях обладал инконгруэнтным плавлением, то он может сохранить инконгруэнтность вплоть до нонвариантного равновесия, но могут наблюдаться и более сложные соотношения. С повышением давления плавление может стать сначала конгруэнтным, а затем вновь инконгруэнтным с изменением схемы распада (рис. 2). Такой случай, по-видимому, имеет место для пироксена $MgSiO_3$, который с увеличением давления меняет инконгруэнтное плавление на конгруэнтное [Boyd, England, 1961] (давление порядка 12 кбар), а затем снова должен плавиться инконгруэнтно по схеме $MgSiO_3 = L + SiO_2$ перед распадом на $Mg_2SiO_4 + SiO_2$, который должен наступить [Соболев В. С., 1963; Ringwood, Seabrook, 1963] при давлениях после переходе SiO_2 в стиповерит (стишовит).

Данные рассуждения можно повторить и для случая, когда фаза C не распадается, а образуется с увеличением давления. При этом возникает более плотная фаза, для которой повышение температуры плавления будет больше изменяться с давлением, и можно ожидать, что линии трехфазных равновесий будут расходиться в обе стороны (рис. 3). Таким образом, при повышении давления инконгруэнтное плавление, вероятно, сменится конгруэнтным.

Все сказанное полностью справедливо для трехкомпонентных систем и систем с бóльшим числом компонентов. В нонвариантной точке в общем

случае состав жидкой фазы не равен составу образующейся или распадающейся твердой фазы, т. е. кристаллизация этой фазы инконгруэнтна.

Эти очевидные соображения позволяют сделать существенный для минералогии вывод: минерал, образующийся из двух или нескольких минералов при изменении давления, в точке равновесия продуктов реакции с жидкостью и вблизи нее должен обладать инконгруэнтным плавлением.

Иллюстрируем это положение на конкретных примерах и прежде всего обратимся к пиропу. Приводя кривую плавления этого минерала, авторы [Boyd, England, 1960] отмечают, что на самом деле она не представляет собой простую кривую, а пироп должен плавиться инконгруэнтно, по крайней мере вблизи точки разложения. Однако они ограничиваются лишь кратким указанием этого факта, не рассматривая вопрос подробно и не обращаясь к проекции *cP*. В дальнейшем отчете о сделанных работах [Boyd,1963] ими же указывается, что для пиропа установлено как инконгруэнтное, так и конгруэнтное (очевидно, с повышением давления) плавление.

Особый интерес в свете рассматриваемых соотношений представляет система $NaAlSiO_4$—SiO_2, в которой с увеличением давления сначала появляется новая фаза — жадеит, а затем исчезает один из обычных минералов — альбит. Исследование этой системы при температурах плавления начато в лаборатории Карнеги [Boyd, England, 1961, 1963]. Имеются указания, что соотношения здесь достаточно сложны, а также отмечено, что при давлении в 33 кбар альбит начинает плавиться инконгруэнтно по реакции: альбит=жадеит + жидкость. Используя высказанные выше предположения и имеющиеся данные по отдельным фазам и реакциям, мы сделаем попытку дать схематическую проекцию на плоскости *cP* данной системы до давления около 40 кбар (см. рис. 3).

Прежде всего, на основании сказанного мы можем предполагать, что жадеит вблизи нонвариантной точки будет обладать инконгруэнтным плавлением. Точка состава жадеита ложится несколько левее эвтектики. Пока нет основания полагать, что с изменением давления эвтектическая точка (изобарических разрезов) нефелин — альбит значительно сместится по составу. Поэтому можно считать вероятным, что жадеит вблизи нонвариантной точки 1 будет плавиться по реакции: жадеит = нефелин + жидкость. Заранее здесь нельзя отрицать и другой возможный вариант — пересечение эвтектической линией линий состава жадеита, т. е. плавление жадеита по схеме: жадеит = альбит + жидкость.

Жадеит является значительно более плотной фазой по сравнению с альбитом и нефелином. Кривая его плавления должна относительно круче подниматься вверх с увеличением давления, а соответствующие эвтектические или перитектические линии, вероятно, должны расходиться от точки 1 так, как это показано на рис. 3. Поэтому как для случая, показанного на рис. 3, так и для другого варианта следует ожидать, что при больших давлениях плавление жадеита становится конгруэнтным. Для второго варианта положения точки 1 такая конгруэнтность должна наступить до распада альбита, как это непосредственно видно на чертеже. Экстраполируя линию образования жадеита до кривой плавления, принимаем для точки 1 $P = 27$ кбар.

Как это следует из данных Бойда и Ингленда [Boyd, 1963], линия Ab—Jd—L должна пересечь линию состава альбита при $P = 33$ кбар. Таким образом, ясно, что линия SiO_2—Ab—L все время остается эвтектической. Можно ожидать, что после кристаллизации из жидкости кварца вместо кристобалита (точка 4) направление этой линии изменится и она будет несколько приближаться к составу альбита. Еще более крутой перелом можно ожидать при замене кварца на коэсит в точке 3. Однако эта точка по величине давления уже должна быть близкой к точке 2. Нонвариантная точка 2 отвечает давлению P около 35 кбар.

Из минералов других систем интересные данные приводятся для анортита [Boyd, England, 1961]. Отмечено, что распад по реакции анортит = гроссуляр + кианит + кварц происходит при давлении порядка 30 кбар. Таким образом, при давлениях выше 35 кбар образование плагиоклазов вообще невозможно, а уже с давления в 10 кбар их образование должно значительно осложняться: плавление анортита при давлении 10 кбар становится инконгруэнтным (с выделением корунда) и температура плавления понижается с дальнейшим повышением давления. В присутствии воды исчезновение плагиоклазов происходит при значительно более низких давлениях.

Очевидно, давление порядка 40—50 кбар является предельным для существования алюмосиликатов, и весь Al переходит в шестерную координацию [Соболев В. С., 1947, 1949] либо путем приведенных выше реакций образования и разложения минералов (также более сложных реакций, сужающих поле устойчивости алюмосиликатов, как, например, эклогитовая реакция), либо путем полиморфных превращений, как это, вероятно, имеет место для нефелина (см. рис. 3, точка 5). В свете этого правила можно, в частности, утверждать, что повышение растворимости Al_2O_3 в ромбическом пироксене при повышении давления [Boyd, England, 1960] должно смениться понижением. Как и в других пироксенах, при давлениях порядка 25—30 кбар алюминий не должен входить в тетраэдры. Учитывая влияние щелочности на координационное число [Соболев В. С., 1947, 1949], надо ожидать, что алюмосиликаты калия будут устойчивы вплоть до более высоких давлений по сравнению с алюмосиликатами натрия.

Очевидно также, что изменение типа плавления минералов с повышением давления является не частным случаем, а общим правилом, характеризующим условия равновесия двух- и многокомпонентных систем. Наиболее общим будет случай, когда минерал, образующийся при повышении давления, будет сначала иметь инконгруэнтное плавление, затем оно станет конгруэнтным и снова сменится инконгруэнтным перед его разложением.

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ НА ПРЕДЕЛЫ ИЗОМОРФНЫХ ЗАМЕЩЕНИЙ

(Доклады АН СССР, 1965, т. 160, № 2)

На многочисленных примерах установлена зависимость образования кристаллов переменного состава от температуры. Известно, что во многих системах непрерывные ряды твердых растворов распадаются с понижением температуры и предел растворимости компонентов затем быстро понижается. Однако до последнего времени почти отсутствуют экспериментальные данные о роли давления на образование твердых растворов. Между тем в связи с обсуждением проблемы минерального состава земной мантии этот вопрос становится весьма актуальным. Теоретическое рассмотрение проблемы, а в дальнейшем постановка соответствующих экспериментов будут иметь большое значение для правильного развития соответствующих гипотез.

Нужно отметить, что при рассуждениях о процессах в земной мантии нередко исходят из априорного допущения, что повышение давления должно благоприятствовать образованию твердых растворов [Стишов, 1962]. Однако уже имеющиеся данные свидетельствуют о том, что давление должно очень мало влиять на пределы изоморфных замещений, и притом влияние это должно быть обратно действию температуры [Соболев В. С., Соболева О. С., 1949; Соболев В. С., 1964]. Наконец, в последнее время появились экспериментальные работы, как будто говорящие в пользу первого допущения. Чтобы разобраться в создавшейся ситуации,

нужно подойти к решению вопроса, сочетая физико-химические и кристалло-химические аспекты, что всегда дает наилучшие результаты.

Физико-химические системы с истинными твердыми растворами (т. е. кристаллами переменного состава однородной структуры) можно разделить на следующие типы: 1. Двухкомпонентные системы, в которых компоненты представлены кристаллами одинаковой или очень близкой структуры и дают в зависимости от условий непрерывный ряд твердых растворов и ряд с разрывом. 2. То же, но кристаллохимическая структура компонентов резко различна. Возможны лишь ограниченные твердые растворы. 3. Системы с числом компонентов более двух, в которых возможны ограниченные двухкомпонентные твердые растворы, но за пределами смесимости состав перестает быть двухкомпонентным.

Первый случай относится к настоящему изоморфизму. Именно сюда относятся многие системы с кривой плавления III или V типа по Розебуму. Для III типа при высоких температурах мы имеем непрерывный ряд твердых растворов, который распадается при понижении температуры, а для V типа разрыв существует уже при температурах плавления. Влияние температуры здесь всегда весьма значительно, пределы смесимости быстро убывают с понижением температуры. Именно для этого случая справедлив закон аддитивности объемов, т. е. удельный объем смешанных кристаллов равен сумме удельных объемов компонентов. При точном соблюдении этого закона давление не должно влиять на пределы растворимости, однако в связи с приближенным характером указанного закона и возможностью некоторых изменений объема вероятны некоторые смещения кривых равновесия при очень больших изменениях давления.

Исходя из общего принципа обратного действия температуры и давления (имеющего, однако, ряд исключений) можно полагать, что повышение давления здесь должно несколько уменьшать пределы растворимости, т. е. критическая температура на кривой сольвуса с повышением давления должна несколько повышаться. До настоящего времени экспериментально такое изменение не замечено, хотя некоторые системы исследовались в широком диапазоне давления (например, система калинатровых полевых шпатов до 5 тыс. атм). Это, во всяком случае, доказывает, что влияние давления здесь крайне незначительно. Для проверки этого положения необходима постановка экспериментов с простейшими системами, например NaCl—KCl.

В том случае, если компоненты системы резко отличаются по своей структуре, особенно с изменением координационного числа, мы имеем уже случай изодиморфизма. Тут уже и влияние температуры может оказаться более сложным. Известно, что при полиморфных превращениях большая растворимость второго компонента может быть характерна не только для высокотемпературных, но и для низкотемпературных модификаций. Закон аддитивности объемов в этом случае совершенно не применим. Чтобы убедиться в этом, рассмотрим систему ZnS—FeS. Удельные веса сфалерита и пирротина отличаются более чем на 18 %, в то время как содержание компонента FeS в сфалерите не только не повышает в нужной пропорции, а, наоборот, несколько снижает удельный вес. В этом случае легко предвидеть, что повышение давления должно препятствовать переходу железа в соединение с более низким координационным числом и предел растворимости в соответствующей фазе должен значительно понижаться, что и доказано Куллерудом [Kullerud, 1953]. С увеличением P от 1 до 1000 атм при $t = 500$ °С растворимость FeS в сфалерите снижается с 17,5 до 16,5 %.

Все сказанное относится и к более сложным системам, где можно предвидеть характер явлений, сопоставляя удельные объемы фаз, а последнее прежде всего зависит от изменения координационного числа катионов.

Характерным примером являются гранаты пироп-гроссулярового ряда и энстатит в системах с Al_2O_3.

Для пироп-гроссуляра экспериментально установлен непрерывный ряд твердых растворов при давлениях в 30 кбар [Chinner et al., 1959—1960]. При давлениях 10 кбар [Yoder, Chinner, 1959—1960] в гроссуляре растворяется лишь 5—10 % пиропового компонента, а вместо пиропа кристаллизуются фазы, в которых Al хотя бы частично находится в четвертой координации, а Mg — в шестерной. При повышении давления здесь происходит повышение предела растворимости пиропового компонента в гроссуляре не потому, что давление благоприятствует растворимости, а вследствие расширения поля устойчивости пиропа, что происходит с большим выигрышем объема. При этом можно было предполагать две возможности: 1) с повышением давления возможный ряд гроссуляр-пироповых гранатов расширяется вплоть до образования чистого пиропа; 2) чистый пироп образуется при давлениях, при которых растворимость пиропового компонента в гроссуляре остается ограниченной, и затем происходит уменьшение разрыва растворимости вплоть до его исчезновения. Наблюдение над природными парагенезисами показывает, что справедлив второй путь, так как возможен парагенезис моноклинного пироксена и корунда с предельными составами гранатов, как гроссулярового, так и пиропового [Соболев Н. В., 1964]. Давление при образовании этих пород было меньше 30 кбар. Дальнейшее повышение давления должно привести к увеличению пределов растворимости, что связано с переходом части Al, находящегося в пироксене в четвертой координации, в шестерную координацию, а Mg — в восьмерную.

Еще более сложным является пример с растворимостью Al_2O_3 в ромбическом пироксене. Твердые растворы здесь укладываются в псевдобинарную систему $MgSiO_3$—Al_2O_3. При экспериментальном получении пиропа была установлена высокая растворимость глинозема в ромбическом пироксене [Boyd, England, 1958—1959], доходящая до 14—19 %, и делался вывод, что дальнейшее повышение давления должно еще более повысить этот предел.

При обсуждении полученных результатов было отмечено [Соболев В. С., 1963], что дело обстоит не так просто, так как половина алюминия находится в четвертой координации. Поэтому пока образование глиноземистого энстатита происходит за счет кордиерита, т. е. давлений в 20 кбар в системах с избытком SiO_2, это должно приводить к выигрышу объема, и давление будет благоприятствовать повышению растворимости. Однако в поле устойчивости пиропа, где весь алюминий находится в шестерной координации, объемный эффект должен стать обратным, и дальнейшее повышение давления должно привести к понижению растворимости Al_2O_3.

В настоящий момент этот вопрос еще окончательно не решен. Наблюдения в горных породах показывают, что содержание Al_2O_3 в ромбических пироксенах в гранатовых перидотитах и эклогитах очень низкое [Соболев В. С., 1964; O'Hara, Mercy, 1963]. В гипербазитах оно оказывается наибольшим в шпинелевых перидотитах, кристаллизовавшихся при средних давлениях. Наиболее высокое содержание Al_2O_3 в природных гиперстенах наблюдается в породах, более богатых SiO_2. Эксперименты при высоких давлениях до 40 кбар также показали некоторое снижение растворимости, но при 40 кбарах [Boyd, England, 1961—1962] она остается высокой — порядка 10 %. Сравнение данных минералогии позволяет сделать заключение об относительно более низкой температуре магматической кристаллизации по сравнению с условиями эксперимента [Соболев В. С., 1964] (порядка 1000 °С вместо 1400—1500 °С), а также высказать предположение, что и при более высоких давлениях весь алюминий в пироксене переходит в шестерную координацию, что может быть проверено по содержанию кремнезема.

Выводы. 1. Изменение давления очень мало влияет на пределы растворимости при изоморфизме (в том случае, если оба конечных члена изоструктурны или близки по структуре), притом это влияние, вероятно,

обратно влиянию температуры. 2. Значительные изменения пределов растворимости в твердых фазах при изменении давления возможны в более сложных системах, где образование твердых растворов связано с изменением координационного числа катионов и соответственно со значительным изменением объема. Повышение давления будет благоприятствовать переходу катионов в более высокую координацию.

КСЕНОЛИТЫ В КИМБЕРЛИТАХ СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ И ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ МАНТИИ ЗЕМЛИ*

(Доклады АН СССР, 1964, т. 158, № 1)

Включения ультраосновных пород и эклогитов в кимберлитах издавна используются для суждения о составе и строении земной мантии. Особое значение здесь могут иметь обильные ксенолиты трубки Обнаженная в нижнем течении р. Оленек, отличающиеся исключительно свежестью материала [Бобриевич и др., 1960; Милашев и др., 1963]. Это и послужило поводом для сбора и изучения ксенолитов, проведенных в 1963 г. Детальное исследование материала позволило выявить некоторые новые типы пород эклогитовой фации и поставить общий вопрос об особенностях развития и строения земной мантии в данном районе.

Установлено, что минералы включений, особенно гранат, изменяют свой состав в довольно широких пределах, причем состав закономерно связан с парагенезисами. Гранаты, наиболее бедные кальцием (12 % кальциевого компонента), приурочены к породам с оливином и ромбическим пироксеном [Соболев Н. В., 1962], а наиболее богатые кальцием (35 % кальциевого компонента) находятся во вновь обнаруженной породе — корундовом эклогите [Соболев Н. В., 1964]. Имеется также ксенолит, состоящий из двух частей, резко отличных по окраске граната и пироксена и по содержанию в них хрома: в темном гранате и темно-зеленом пироксене (по данным спектрального анализа) соответственно 0,7 и 0,5 % Cr_2O_3, а в светлом гранате и светлом пироксене — 0,3 и 0,1 %. Неоднократно встречались ксенолиты полосчатого, слоистого строения. Особенно характерная полосчатость обнаружена в корундовом эклогите, содержащем корунд-гранатовый и гранатовый прослои. Отмечались также ксенолиты, в которых гранатовый перидотит переходит в эклогит, а также оливинит, переходящий в шпинелевый гарцбургит.

Указанные данные свидетельствуют о том, что мы здесь имеем не магматические сегрегации, как это предполагал В. Милашев [Милашев и др., 1963], а обломки пород из какого-то тела, имеющего сложное, по-видимому, полосчато-слоистое строение. Наиболее вероятное предположение, что это — ксенолиты пород мантии. Нельзя, однако, полностью исключить и возможность существования крупной сложной интрузии гипербазит-эклогитового типа, прорванной затем кимберлитовой магмой, следующей по тем же путям; отсутствие келифитовых оболочек вокруг гранатов и вообще следов диафтореза, а также своеобразное сочетание пород говорят против подобного допущения.

В ксенолитах описаны явления замещения моноклинного пироксена гранатом по трещинам спайности и отдельности [Бобриевич и др., 1960; Милашев и др., 1963]. Нами отмечено, что подобные полоски граната, развивающиеся в пироксене по трещинам отдельности (100) и реже по (001), но никогда по спайности, образуются обычно путем замещения ранее существовавших ориентированных вростков ромбического пироксена. При этом вростки граната приобретают веретеновидный характер, частично развиваясь за счет моноклинного пироксена. В редких случаях

---

* Совместно с Н. В. Соболевым.

наблюдаются обратные явления — замещение моноклинного пироксена с обходом вростков ромбического пироксена. Отмечено также, что иногда центральные части прожилков и зерен граната слагаются хромшпинелидами [Бобриевич и др., 1960; Милашев и др., 1963]. Мы неоднократно наблюдали подобные явления, а также обрастание зерен шпинели гранатом, что с несомненностью свидетельствует о явлениях замещения. Наблюдались разные стадии замещения: в некоторых образцах реликты шпинели наблюдались в каждом зерне граната, в других же только в отдельных редких гранатовых зернах. Реакция замещения, очевидно, шла по уравнению

$$5MgAl_2O_3 + 6MgSiO_3 + 2CaMgSiO_6 + 5SiO_2 = 5Mg_{2,6}Ca_{0,14}Al_2Si_3O_{12}.$$

Наличие железа и хрома в реагирующих минералах для упрощения уравнения реакции не учитывалось. Не учтено также содержание Al_2O_3 в пироксенах, что должно несколько изменить коэффициенты. Из уравнения реакции видно, что замещаться гранатом будут преимущественно шпинель и ромбический пироксен. Однако гранат всегда содержит кальций, и в тех случаях, когда моноклинного пироксена мало, он будет выборочно замещаться гранатом.

Реакция гранатизации шпинелевых перидотитов может происходить либо при повышении давления, либо при понижении температуры. Новейшие эксперименты [Ann. report..., 1961—1962] показали, что даже при давлении в 30 кбар в разрезе пироксен—гранат из пород, богатых Al_2O_3, вначале выпадает шпинель. Однако шпинель устойчива лишь в небольшом интервале температур и при снижении температуры (при 1500 °С) реагирует с расплавом с образованием граната. В нашем случае участие шпинели в реакции распада маловероятно.

Существование участков породы, в которых минералы существенно отличаются по содержанию Cr_2O_3, лучше всего объясняется реакцией в твердом виде при повышении давления. При малой подвижности хрома его будет больше там, где существовали скопления хромшпинелидов, столь обычные в гипербазитах. Этим объясняются и значительные колебания содержания хрома как в гранатах, так и в пироксенах гипербазит-эклогитовых ксенолитов вообще.

Экспериментальными исследованиями установлено [Ann. report..., 1958—1959], что ромбический пироксен при давлении порядка 20 кбар растворяет более 16 % Al_2O_3. Исследование пироксенов пород, богатых пиропом, показало [Соболев Н. В., 1964; O'Hara, Mercy, 1963; S. Banno et al., 1963], что содержания Al_2O_3 здесь весьма низкие: 1,5—2,0 %. Уже при обсуждении экспериментальных данных [Соболев В. С., 1963] было отмечено, что в ромбическом пироксене половина Al находится в четверной координации и поэтому в поле устойчивости пиропа дальнейшее повышение давления будет благоприятствовать переходу Al_2O_3 в гранат. Растворимость Al_2O_3 в пироксене должна очень сильно меняться с температурой. При описании ромбического пироксена [Соболев Н. В., 1964] из гранатового перидотита Чехословакии было высказано предположение, что низкое содержание Al_2O_3 свидетельствует о том, что температура кристаллизации породы была значительно ниже, чем 1400 °С,— температура плавления граната в точке превращения.

Новые эксперименты [Ann. report..., 1961—1962] подтвердили, что дальнейшее повышение давления снижает растворимость Al_2O_3, однако она остается достаточно высокой — порядка 10 %, и авторы также высказывают мысль о значении температуры. Так же как и состав моноклинного пироксена, который при высокой температуре растворяет до 40 % пиропа, состав энстатита отвечает температуре порядка 1000 °С. Существование закономерных вростков ромбического пироксена в моноклинном, вероятно, образующихся при распаде, говорит о несколько более высокой первоначальной температуре кристаллизации порядка 1100—1200 °С.

Магматическая кристаллизация ультраосновных пород в этом случае была возможна лишь при значительном содержании в расплаве воды.

Таким образом, возможны два пути образования гранатовых перидотитов и связанных с ними эклогитов. Первый путь — это первичная кристаллизация граната, иногда с образованием типичных порфировидных структур, описанных для некоторых перидотитов Чехословакии [Соболев Н. В., Лодочникова Н. В., 1962] и включений в кимберлитах некоторых районов Якутии [Бобриевич и др., 1959]. В таких породах шпинель отсутствует. К первому типу, несомненно, принадлежит и алмазоносный эклогит, образовавшийся при весьма высоких давлениях. Второй путь — это образование граната в твердой породе в результате метаморфизма при повышении давления. При этом сохраняются реликты шпинели и структуры, свидетельствующие о явлении замещения пироксенов. К этому типу относится, по крайней мере, большая часть ксенолитов трубки Обнаженная. Встречены здесь и шпинелевые перидотиты, в которых не происходил процесс гранатизации. Содержание Al_2O_3 в ромбических пироксенах этих пород более высокое — порядка 5,5 %.

Проследим основные этапы превращений в гипербазитах и основных породах при изменении давления. Для гипербазитов первой важной реакцией, доказанной экспериментально [Ann. report..., 1958—1959], является смена парагенезиса анортит — оливин парагенезисом шпинель — диопсид [Ротштейн, 1962; Green, 1964]. Давление, отвечающее реакции, больше 3 кбар, что соответствует реакции кордиерит + форстерит = энстатит + шпинель [Ann. report..., 1961—1962], не менее 10 кбар. Хорошо известны ультраосновные породы обоих типов.

Следующим этапом является гранатизация и эклогитизация. Нужно подчеркнуть, что в отличие от эклогитизации пород с избытком SiO_2 реакция образования граната идет здесь не с выделением, а с поглощением SiO_2. При отсутствии привноса SiO_2 она должна компенсироваться переходом части энстатита в оливин, а в чисто оливиновых породах шпинель будет сохраняться. Поэтому понижение потенциала SiO_2 здесь будет препятствовать образованию граната и потребуется более высокое давление для гранатизации, чем в более кислых породах, т. е. давление должно быть выше 20 кбар.

Реакция распада анортита на дистен, гроссуляр и кварц, по-видимому, происходит при несколько более высоком давлении, чем образование пиропа. Однако разница в давлениях невелика, так как гроспидиты, так же как и корундовые эклогиты, образовались, несомненно, при давлении значительно меньшем, чем 30 кбар, при котором установлена устойчивость непрерывного ряда пироп — гроссуляр.

В породах без шпинели реакция эклогитизации идет с выделением SiO_2 и соответственно при более низких давлениях — порядка 17 кбар [Yoder, Tilley, 1962]. Повышению потенциала SiO_2 здесь будет служить область стабильности граната. В этих породах возможно существование эклогитоподобных парагенезисов с плагиоклазом.

В условиях земной коры эклогитовые породы, а особенно гранатовые перидотиты, образуются лишь в зонах с повышенным давлением. Возможность таких значительных перегрузок по сравнению с гидростатическим давлением, связанным с глубиной, давно поддерживаемая отдельными исследователями [Соболев В. С., 1949], сейчас допускается все большим числом авторов [Clarc, 1961] и может, по существу, считаться доказанным фактом. Давления в этих участках в дальнейшем могут понизиться, о чем свидетельствуют нередко наблюдаемые явления повторного метаморфизма и, по-видимому, даже реакции расплавления, к которым относятся образования келифитовых каемок вокруг граната в перидотитах [Соболев Н. В., Лодочникова Н. В., 1962].

О вещественном характере раздела Мохоровичича высказывались две гипотезы: что он является границей основных и ультраосновных пород [Виноградов, 1959] или границей основных пород и эклогитов с сущест-

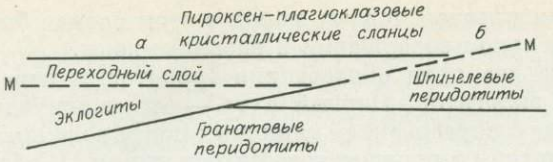


Схема структуры и состава пограничной области кора — верхняя мантия для северной части Сибирской платформы.

венной мощностью эклогитового слоя [Белоусов, 1960]. Сопоставление новых материалов позволило предположить, что встречаются оба варианта, т. е. эклогитовый слой имеет небольшую мощность и выклинивается [Соболев В. С., 1962, 1964] (см. рисунок). Там, где верхняя часть мантии сложена эклогитами, выше раздела должен быть слой переходных пород с повышенными скоростями волн, обнаруженными сейчас в ряде мест [Белоусов, 1963].

Как показывает изучение ксенолитов в кимберлитах северо-восточной части Сибирской платформы, мы имеем здесь примеры обоих типов раздела Мохо (см. рисунок, линия *ММ*). В трубках Далдынского района широко представлены эклогитизированные кристаллические сланцы [Бобриевич, Соболев В. С., 1957] от самых начальных стадий вплоть до настоящих эклогитов. Очевидно, «фронт» эклогитизации вошел здесь в основные породы (см. рисунок, *а*). В районе трубки Обнаженная (см. рисунок, *б*) явления гранатизации наблюдаются лишь в гипербазитах, причем часть гипербазитов не претерпела этого процесса. Здесь разделу Мохоровичича отвечает граница шпинелевых перидотитов и основных кристаллических сланцев, в ксенолитах которых не наблюдалось никаких следов эклогитизации [Милашев и др., 1963]. Разница в давлениях, требуемых для гранитизации основных и ультраосновных пород, должна привести к существованию таких областей, в которых в самых верхних частях мантии будем иметь шпинелевые перидотиты, а на них будут лежать эклогитизированные основные породы.

В обоих районах прослеживаются метаморфические процессы, идущие в условиях повышения давления. Определения абсолютного возраста, правда, пока единичные [Фирсов, Соболев, 1964], позволяют предположить, что эти процессы проходили в позднем докембрии, вероятно, во время консолидации краевых частей платформы и значительно раньше образования самих кимберлитовых трубок.

Последний вопрос, на котором следует здесь остановиться, это вопрос о сложности состава мантии. Уже высказывалось [De Roever, 1961] предположение, что эклогиты образуют не отдельный слой, а лишь линзы и прослои в породах мантии. Общий состав ксенолитов и находки ксенолитов сложного состава частично подтверждают такую гипотезу. В верхних частях негранитизированная мантия состоит, очевидно, из пород с переменным содержанием оливина, пироксена и шпинели, а в гранатизированной части — из гранатовых перидотитов с прослоями эклогитов. Чисто эклогитовый слой может, очевидно, иметь лишь незначительную мощность, залегая в верхней части мантии при разделе второго типа. Железистость пород мантии также не остается постоянной, о чем свидетельствует повышенная железистость минералов алмазоносного эклогита [Бобриевич и др., 1959], несомненно, вынесенного с большой глубины. Однако этот эклогит является лишь железистой линзой в более магнезиальных породах, так как очаг кимберлитовой магмы более магнезиального состава располагался ниже места захвата алмазоносного эклогита.

О ХРОМЕ И ХРОМСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛАХ В ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТАХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК*

(Геология рудных месторождений, 1967, № 2)

Изучение глубинных ксенолитов, вынесенных кимберлитами, приобретает в последнее время все большее значение. Большинство исследователей считают их отторженцами вещества верхней мантии [Bonney, 1899; Wagner, 1909; Holmes, 1937б; Соболев В. С., Соболев Н. В., 1964], хотя по этому вопросу еще нет единого мнения [Beck, 1907; Corstophine, 1908; Милашев, 1960]. Не вдаваясь здесь в обсуждение этого вопроса, отметим, что мы также придерживаемся точки зрения глубинного происхождения ксенолитов, хотя излагаемый в статье фактический материал имеет самостоятельное значение, независимо от той или иной точки зрения на происхождение ксенолитов.

Хром является чрезвычайно характерным элементом ультраосновных пород. Поведением его в минералах гипербазитов особенно подробно занимался А. Г. Бетехтин [1937], подчеркивавший, что «в собственно магматическую фазу хром как элемент не склонен входить в качестве изоморфных примесей в силикаты, наоборот, образует соединения типа шпинели. При более же низких температурах поведение хрома резко меняется: он входит в состав силикатов и содержание его в них нередко выражается единицами весовых процентов». Этот вопрос остается весьма актуальным и для включений в кимберлитах, что уже неоднократно отмечалось, но здесь он ставится в другой плоскости. Шпинель в этих породах отходит на второй план или совсем исчезает, а хром концентрируется в силикатах, т. е. повышение давления здесь в известной степени эквивалентно понижению температуры. В настоящей работе использован значительный фактический материал по минералогии глубинных ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутии, а также некоторые, в основном литературные, данные по включениям в базальтоидах, а также в кимберлитовых трубках Южной Африки. Рассмотрены особенности распределения хрома в главнейших минералах ксенолитов: гранате и моноклинном пироксене, а также в шпинели и как особо редкий случай — в дистене.

Г р а н а т ы. Характерной особенностью гранатов из ксенолитов пироповых перидотитов в трубках, так же как и из перидотитов и серпентинитов, известных в коренном залегании, является низкая железистость и постоянно колеблющееся в очень узких пределах содержание кальциевого компонента [Соболев Н. В., 1964]. Сходны с ними также и гранаты из связующей массы кимберлитов, принадлежащие к общему с гранатами из ультраосновных пород типу. Для всех гранатов этого типа характерна примесь Cr_2O_3, колеблющаяся в довольно широком интервале — от сотых долей процента до 7,5 %. На рис. 1 представлен график зависимости содержания Cr_2O_3 в гранатах различных гипербазитов от их железистости, составленный как по материалам авторов, опубликованным и неопубликованным, так и по собранным литературным данным. Как видно из графика, в большинстве анализированных гранатов из гипербазитов содержание Cr_2O_3 не превышает 3 %. С содержанием Cr_2O_3 свыше 4—5 % известны лишь единичные анализы. Постоянное содержание кальциевого компонента, не превышающее 15—16 %, обусловливает, в случае особо высокого содержания Cr_2O_3 в этих гранатах, вхождение некоторого количества гипотетического — ханлеитового компонента $Mg_3Cr_2[SiO_4]_3$, как, например, в граните из кимберлитов Басутоленда [Nixon и др., 1963] (7,5 % Cr_2O_3 соответствует 8,6 % ханлеита и 12,8 % уваровита).

---

* Совместно с Н. В. Соболевым.

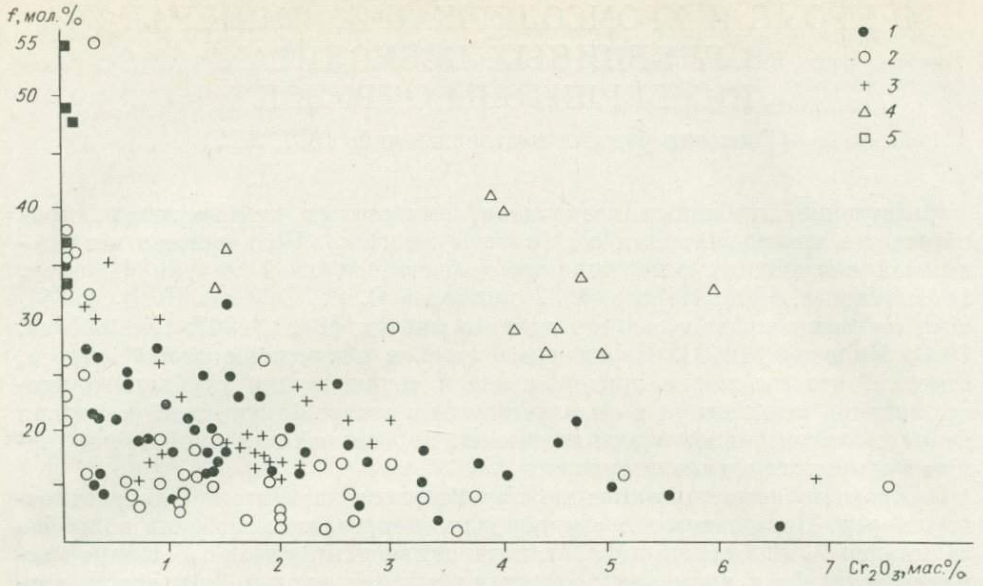


Рис. 1. Зависимость содержания Cr_2O_3 в гранатах ультраосновных пород от их железистости.

1 — гранаты из связующей массы кимберлитов; *2* — гранаты из перидотитовых и эклогитовых ксенолитов в кимберлитах; *3* — гранаты из перидотитов, известных в коренном залегании; *4* — богатые хромом пироп-гроссуляровые гранаты с включениями дистена из кимберлита и из гроспидитов; *5* — гранаты из алмазоносных эклогитов.

В эклогитовых ксенолитах с повышением железистости граната, доходящей в ряде случаев, в том числе и в алмазоносных эклогитах, до 60 %, содержание Cr_2O_3 в гранатах резко уменьшается, опускаясь до 0,01—0,20 %. Однако отсутствие хрома в химических анализах гранатов фиксируется лишь в очень редких случаях [Nixon и др., 1963], но и здесь он обязательно улавливается спектральным анализом.

Некоторые авторы [O'Hara, Mercy, 1966] делали попытку отделить гранаты из ксенолитов от гранатов из перидотитов, известных в коренном залегании, по содержанию Cr_2O_3. Как видно из графика рис. 1, подобного различия сделать нельзя. Как в тех, так и в других гранатах содержание Cr_2O_3 может сильно варьировать.

Очень интересным примером, иллюстрирующим низкую подвижность хрома и возможность колебания его содержания даже в одном образце, является ксенолит сложного состава (лерцолит), обнаруженный и описанный в кимберлитовой трубке Обнаженная [Соболев Н. В., Кузнецова, 1965], представляющий собой первую находку породы такого типа. В этом ксенолите лерцолита имеются две разноокрашенные зоны, окраска которых обусловлена различным содержанием хрома в гранате и пироксене. Более темная часть ксенолита содержит почти в 4 раза больше Cr_2O_3, чем светлая (табл. 1), что сказывается и на составе минералов. Как уже было отмечено, в данном ксенолите имеются все признаки, свидетельствующие о более позднем образовании граната за счет реакции между шпинелью и пироксенами, характерном для многих ксенолитов трубки Обнаженная.

На первый взгляд подобная же картина неравномерного распределения Cr_2O_3 показана И. Фиала [Fiala, 1965], исследовавшим несколько гранатов из одного и того же тела пиропового перидотита в Чешском Среднегорье, взятых из скважины Т-7 с разных глубин: 315, 343 и 434 м. Гранаты отличаются разной окраской и колебаниями в содержании Cr_2O_3: 6,85; 1,79; 0,95; 0,85 %. Их железистость постоянна: 16, 17, 18, 17 %.

В этих двух случаях, при кажущемся сходстве особенностей распределения хрома в гранатах, оно зависит от разных причин. Для пироповых

Таблица 1

Содержание Al_2O_3 и Cr_2O_3 в породе и минералах, вес. %

Окисел	1-c	1-d	0/466 т	0/466 св
Al_2O_3 в породе	3,10	1,01	10,73	13,08
Cr_2O_3 в породе	0,63	0,71	1,00	0,23
Cr_2O_3 в гранате	1,79	6,85	0,63	0,26
Cr_2O_3 в пироксене	Нет данных		1,26	0,30

Примечание. 1-c, 1-d — образцы из скважины Т-7 Чешского Среднегорья [Fiala, 1965]; 0/466 т, 0/466 св — темная и светлая зоны перидотитового ксенолита из трубки Обнаженная [Соболев Н. В., Кузнецова, 1965].

интрузивных перидотитов Чехословакии, где явной является первичномагматическая природа граната, содержание хрома, как показал И. Фиала [Fiala, 1965], обратно пропорционально содержанию алюминия в породе (см. табл. 1). По-видимому, этой же причиной обусловлено изменение содержания хрома в гранатах тех перидотитов из ксенолитов порфировидной структуры, в которых гранаты имеют также магматическое происхождение, например, в трубках Удачная, Мир и др. Значительные колебания Al_2O_3 характерны для гипербазитов. Для ксенолита же сложного состава содержание Al_2O_3 в породе изменяется относительно мало, но резко меняется содержание Cr_2O_3, что связано с первичным накоплением шпинелидов при кристаллизационной дифференциации.

В гранатах из гипербазитов, несмотря на их постоянный состав по железистости и содержанию кальциевого компонента, отмечаются широкие колебания показателей преломления (n), зависящие от переменного содержания Cr_2O_3 [Соболев Н. В., 1964]. На примере гранатов чешских перидотитов И. Фиала показал четкую прямо пропорциональную зависимость величины n от содержания Cr_2O_3 в гранатах [Fiala, 1965]. Если сравнивать гранаты одинаковой или близкой железистости, какими являются все гранаты из гипербазитов, то по величине n можно судить о колебаниях содержания Cr_2O_3. Кроме имеющихся аналитических данных (около 120 анализов, см. рис. 1) в литературе приведены данные по массовым замерам показателей преломления гранатов из ксенолитов ультраосновных пород и зерен гранатов в келифитовой оболочке из связующей массы кимберлитов [Панкратов, 1960]. Здесь уже на значительно более обширном материале подтверждается указанная тенденция широкого колебания содержания Cr_2O_3 в гранатах. Так, для 96 зерен граната из ксенолитов гипербазитов в кимберлитах n колеблется от 1,732 до 1,767, а для 456 зерен граната из кимберлита — от 1,727 до 1,780. Хотя А. А. Панкратов считает изменение показателя преломления этих гранатов только функцией железистости, обобщение данных по гранатам гипербазитов (отличающихся исключительно постоянной железистостью) показывает, что основная причина изменения показателей преломления, так же как и для гранатов чешских перидотитов,— это колебания содержания Cr_2O_3 [Соболев Н. В., 1964].

Особо нужно остановиться на очень редких гранатах пироп-гроссулярового состава из ксенолитов гроспидитов [Соболев Н. В. и др., 1966]. В то время как для подавляющего большинства этих гранатов характерно очень низкое содержание Cr_2O_3 (0,01—0,05 %), в этих ксенолитах известны редкие прослои и выделения, сильно обогащенные хромом. Гранат из одного такого окрашенного прослоя содержит Cr_2O_3 в 30 раз больше, чем светлоокрашенная часть образца. Этот случай аналогичен описанному выше ксенолиту сложного состава. В той же трубке Загадочная, в протолочке кимберлита отмечены очень редкие находки зеленых зерен граната, содержащих повышенную примесь (27—54 %) кальциевого

компонента и мелкие включения синего дистена. Частичный химический анализ таких зерен показал повышенное содержание Cr_2O_3 — от 1,4 до 5,9 %. Здесь не удается отметить такие резкие колебания содержания Cr_2O_3 в одном зерне, как показано ниже для дистена, но встречаются зональные гранаты с повышенным содержанием Cr_2O_3 во внешней части зерна. Как видно из рис. 1, эти гранаты резко отличаются от всех гранатов кимберлитов и перидотитов не только по содержанию кальция, но и повышенной железистостью.

К л и н о п и р о к с е н ы. Для клинопироксенов ксенолитов ультраосновных пород характерны гораздо более низкие содержания Cr_2O_3, чем в гранатах, колеблющиеся в более узких пределах. В известных анализах пироксенов из ксенолитов пироповых перидотитов и из аналогичных пород, известных в коренном залегании, оно не превышает 2,10 %. Для них обязательно присутствие хотя бы следов хрома. По относительному содержанию Cr_2O_3 различаются диопсиды и хромдиопсиды. В особо редких случаях повышенное содержание Cr_2O_3 наряду с высоким содержанием Na_2O позволяет выделить хромомфациты [Соболев Н. В. и др., 1966]. Иллюстрацией резких колебаний содержания Cr_2O_3 в пироксенах является уже упомянутый ксенолит перидотита сложного состава (см. табл. 1).

Нами предпринята попытка сравнить содержания хрома в ассоциирующих гранатах и пироксенах. Сравнивались отношения $Cr_2O_3/Cr_2O_3 + Al_2O_3$ в гранатах и $Cr_2O_3/Cr_2O_3 + Al_2O_3 + Fe_2O_3$ в пироксенах. Вычисление коэффициента корреляции для 24 проанализированных пар из ультраосновных пород показало высокую связь: $\rho = 0{,}96$, что служит подтверждением равновесного характера указанных минералов. Интересно отметить, что, несмотря на более низкое содержание Cr_2O_3 в пироксенах по сравнению с гранатами, отношение хрома к алюминию в них значительно выше, чем в гранатах. Коэффициент распределения K_D, вычисленный по формуле Р. Кретца [Kretz, 1961]:

$$K_D = \frac{x_2(1-x_1)}{x_1(1-x_2)} \quad (\text{где } x_1 - Cr_2O_3/Cr_2O_3 + Al_2O_3 + Fe_2O_3$$

в пироксене; x_2 — $Cr_2O_3/Cr_2O_3 + Al_2O_3$ в гранате), оказался равным 0,1—0,2.

Д и с т е н. Особо редкий случай представляет нахождение хрома в дистене, где он изоморфно замещает алюминий. Несмотря на то, что дистен сравнительно часто встречается в метаморфических породах, данные о нахождении в нем хрома имеются только для одного случая — Чайнытского месторождения корунда [Озеров, Быховер, 1936]. Исключительная редкость подобных дистенов объясняется тем, что хром обычно концентрируется в гипербазитах — породах, бедных алюминием, а дистен, наоборот,— в богатых алюминием породах.

Дистены с широкими вариациями в содержании Cr_2O_3 были обнаружены в богатых хромом выделениях в гроспидитах и в зернах хромовых гранатов из протолочки кимберлита трубки Загадочная [Соболев Н. В. и др., 1966]. Максимальное содержание Cr_2O_3 в дистене достигает 12,86 % В гранате, ассоциирующем с наиболее богатым хромом дистеном, содержание Cr_2O_3 почти в 3 раза меньше — 4,9 %, однако при пересчете на соответствующие компоненты — уваровит в гранате и Cr_2OSiO_4 в дистене — содержание их оказывается близким, соответственно 14 и 18 %. Для восьми пар ассоциирующих гранатов и хромдистенов проверена связь между содержанием указанных компонентов, которая оказалась значимой: $\rho = 0{,}70$ ($P = 0{,}95$). Коэффициент распределения, в отличие от пары гранат — клинопироксен, близок к единице. Интересно, что в обогащенном хромом прослое в гроспидите (обр. № 3/13) содержание Cr_2O_3 в дистене меняется не только в разных индивидах, но даже в одном зерне, что видно по колебанию значений n и интенсивности окраски, укладываясь в преде-

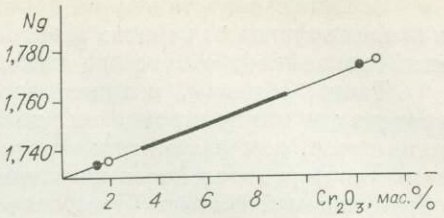


Рис. 2. Связь между показателем преломления *Ng* дистена и содержанием в нем хрома.

Светлые кружки — содержание Cr_2O_3 по результатам химического анализа; черные кружки — замеренные показатели преломления; утолщенная линия — колебания значений *Ng* дистена из одного образца гроспидита и некоторых включений дистена в гранатах из протолочки кимберлита.

лы от 3 до 9 % Cr_2O_3 (определено по графику на рис. 2, иллюстрирующему зависимость Ng от содержания Cr_2O_3, вес. %). Это еще раз подчеркивает правильность вывода о низкой подвижности хрома при метаморфизме.

Ш п и н е л ь. В глубинных ксенолитах шпинелиды распространены главным образом в базальтоидах, где они находятся в ассоциации с энстатитом, оливином и диопсидом. Эти шпинелиды относятся к алюмохромовому ряду и характеризуются весьма широкими колебаниями содержания хрома. Несмотря на то что в настоящее время накопился довольно обширный фактический материал по характеристике вещественного состава включений в базальтоидах, данные по составу шпинели весьма скудны. Е. П. Денисов [1965], сравнивая анализы шпинелей из включений в базальтоидах континентов и островных дуг, с одной стороны, и океанических областей — с другой, приходит к выводу о наличии общих закономерностей в содержании хрома: более низком — в первых и более высоком во вторых (больше 25% Cr_2O_3). Однако мы полагаем, что имеющиеся данные недостаточны для сделанных обобщений, некоторые же новые материалы, в частности данные по составу шпинели из включений в лавах Авачинского вулкана на Камчатке, прямо противоречат сделанному выводу (содержание Cr_2O_3 в шпинели здесь 41,8 %).

Во включениях шпинелевых перидотитов из кимберлитовых трубок Якутии также отмечаются колебания содержания Cr_2O_3: 19—39 % для шести анализов. Кроме ксенолитов пород, аналогичных по составу включениям в базальтоидах, в кимберлитах некоторых трубок Нижне-Оленекского района наблюдаются породы переходного типа — от шпинелевых к пироповым перидотитам, в которых пироп развивается реакционно за счет шпинели и пироксенов, а шпинель наблюдается только в виде реликтов. Впервые такие пироп-шпинелевые породы были обнаружены в трубке Обнаженная [Бобриевич и др., 1960; Милашев, 1960]. Позже было показано широкое распространение ксенолитов этих пород в указанной трубке и их генетическое положение в ряду ксенолитов ультраосновных пород [Соболев В. С., Соболев Н. В., 1964]. Подобные ксенолиты описаны также и в трубке Слюдянка [Лутц, 1965]. Содержание Cr_2O_3 в шпинелях этих пород колеблется в очень широком интервале. Так, для трубки Обнаженная пределы колебания Cr_2O_3 20,0—47,5 % для девяти анализов, а для трубки Слюдянка — 16,4 и 43,6 % для двух анализов. Подобные же колебания составов характерны и для шпинели из концентратов обогащения различных трубок Якутии (23,5—52,8 % для четырех анализов) [Бобриевич и др., 1965].

Таблица 2

Содержание Cr_2O_3 *в шпинелях и гранатах, вес. %*

Минерал	СЛ-1	О-359	О-462	О-124	О-151	О-8	О-111	О-968	О-96
Шпинель	16—4	20,0	20,2	24,2	27,8	31,9	32,2	34,0	47,5
Гранат	0,96	1,57	1,36	1,10	1,77	1,92	2,43	1,28	0,95

Примечание. Определения Cr_2O_3 кроме образца СЛ-1 [Лутц, 1965] выполнены И. К. Кузнецовой в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

Попытка сопоставления данных по содержанию Cr_2O_3 в шпинелях и ассоциирующих гранатах в основном из трубки Обнаженная (новые данные) показывает отсутствие какой-либо корреляции (табл. 2).

Таким образом, в противоположность соотношению хромистости в гранатах и клинопироксенах, доказывающему равновесный характер парагенезиса, для рассматриваемого случая имеется дополнительное свидетельство неравновесности шпинели и граната. Содержание хрома во вновь образующемся гранате будет зависеть не прямо от хромистости шпинели, а от общего соотношения между алюминием (входящим также и в пироксены) и хромом в данном участке породы.

Что касается широких колебаний содержания Cr_2O_3 в шпинелях, мы склонны связывать их с колебаниями в содержании Al_2O_3 в породе, как это было доказано для гранатов из массивов перидотитов в Чехословакии. Этот вопрос заслуживает дальнейшей проверки на более обширных аналитических материалах гипербазитов.

ВЫВОДЫ

В породах верхней мантии, а также в гипербазитах, образовавшихся в земной коре, в условиях повышенных давлений в отличие от обычных ультраосновных пород хром концентрируется в основном в силикатах, содержащих алюминий; прежде всего, в гранатах, а также в моноклинных пироксенах.

В породах с первично-магматическим гранатом (чешские перидотиты, порфировые перидотиты в трубках Мир, Удачная и др.) характерны большие колебания содержания Cr_2O_3 в гранатах, зависящие от колебания содержания Al_2O_3 в породе.

В перидотитах со сложной историей кристаллизации — вторичным развитием граната за счет реакции между шпинелью и пироксенами — возможны значительные колебания содержания Cr_2O_3 в самих породах, по-видимому, за счет первичного накопления шпинелидов в магматическую стадию. Резкие колебания содержания Cr_2O_3 в гранатах, пироксенах и особенно в дистенах в одном образце доказывают очень низкую подвижность Cr_2O_3 при метаморфизме.

В своеобразных породах ксенолитов кимберлитовых трубок — гроспидитах — обнаружены дистены, содержащие до 12,86 % Cr_2O_3, в то время как для так называемого хромдистена был известен верхний предел содержания 1,82 % Cr_2O_3. Это позволяет по-новому подойти к определению термина «хромдистен» и ставит на очередь эксперименты в системе Cr_2O_3—Al_2O_3—SiO_2 при высоких давлениях.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ И ТИПЫ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ*

(Геология и геофизика, 1972, № 12)

Глубинные ксенолиты, распространенные в кимберлитах, щелочных базальтах и лампрофирах, являются одним из наиболее важных источников информации о составе и строении нижней части коры и верхней мантии. На основании изучения таких ксенолитов еще в 1964 г. В. С. и Н. В. Соболевы [1964] обосновали два типа перехода на границе Мохо — эклогитовый и перидотитовый — и построили схематический разрез мантии Сибирской платформы с севера на юг. Существенно иные наборы ксенолитов были описаны и систематизированы в базальтах и лампрофирах [Дмитриев, 1966; Добрецов, Добрецова, 1969; Мушкин, 1971;

* Совместно с Н. Л. Добрецовым и Н. В. Соболевым.

Мушкин, Брейвинская, 1969; Родионова, Федорченко, 1971; Forbes, Kuno, 1965; Jackson, 1968; Kuno, Aoki, 1970; и др.].

В настоящее время с учетом накопленных экспериментальных и природных данных по глубинным ксенолитам можно уточнить представление о неоднородности верхней мантии, выделив в ней несколько типов, и перейти к практической реализации идеи о площадном картировании типов мантии по глубинным ксенолитам [Соболев В. С., 1973]. Наиболее убедительные данные могут быть получены о глубинности (давлении при образовании) ксенолитов, тогда как вариации их состава зависят от возможности захвата ксенолитов из слоев, расположенных выше очага, а в некоторых случаях и от степени взаимодействия с транспортирующим расплавом.

Среди глубинных ксенолитов преобладают породы ультраосновного и основного состава, в большинстве случаев образующие ряды с непрерывными переходами, что было показано для ксенолитов в кимберлитах [Соболев Н. В., 1971б], базальтоидах [Kuno, Aoki, 1970], лампрофирах и щелочных габброидах [Мушкин, 1971]. В соответствии с этим кроме собственно гипербазитов и базитов выделяются базит-гипербазиты промежуточного состава (табл. 1).

К собственно гипербазитам относятся дуниты и перидотиты, в которых вариации *PT*-условий их формирования сказываются лишь в характере второстепенных минералов (плагиоклаза, шпинели, пиропа или Cr-пиропа). Среди базит-гипербазитов и базитов по содержанию Ca намечается два ряда пород. В обычных изверженных базит-гипербазитах им соответствуют ортопироксениты, троктолиты (бедные Ca) и клинопироксениты, вебстериты (богатые Ca), в базитах — габбро и анортозиты (или анортитовые габбро). Среди базитов существенно также выделить водосодержащие (амфиболсодержащие) разности. Наиболее распространенные гипербазиты и базиты, бедные Ca, могут быть дополнительно подразделены по железистости, хромистости, содержанию Na. Кроме того, следует выделить породы, обогащенные TiO_2 и K_2O. Их аналоги в обычных изверженных породах базит-гипербазитового ряда встречаются редко, однако они, как и амфиболсодержащие линзы, могут иметь большое значение в строении верхней части мантии. В более глубинных ее слоях эти дифференциаты (богатые H_2O, Ti, K), по-видимому, исчезают [Соболев В. С., 1973].

Все известные глубинные ксенолиты являются довольно высокотемпературными: как правило, температура их образования выше 800—900 °C * и с ростом давления возрастает до 1400—1500 °C. В качестве наиболее надежного индикатора температуры можно рассматривать состав клинопироксенов в двупироксеновом парагенезисе [Соболев Н. В., 1971б; Davis, Boyd, 1966]. Более существенно различить ксенолиты по давлению, ориентировочно соответствующему глубине их образования в мантии. Наиболее важными соиндикаторами давления являются основной плагиоклаз в ассоциации с форстеритом, Al-шпинель в ассоциации с двумя пироксенами, пироповые и Cr-пироповые гранаты. В соответствии с разработанной нами схемой фаций [Добрецов и др., 1970; Соболев Н. В., 1971б] для глубинных ксенолитов мы различаем четыре фации глубинности: *A*—*B*, *B*, *C* и *D* (пироксен-роговиковая фация A_1 характерна для обычных изверженных пород и контактовых роговиков), причем фацию *C* подразделяем на три субфации. Давления на границе фаций и субфаций (см. табл. 1) даны в соответствии с экспериментальными данными, систематизированными в [Добрецов и др., 1972; Соболев Н. В., 1971б].

Учет указанных фаций глубинности и восьми подразделений мантии по составу (табл. 2) позволил получить классификацию глубинных ксенолитов (см. табл. 1). В таблице приведены минералогические названия

* 800 °C относится в основном к амфиболитам и некоторым пироксенитам.

Фация (субфация) глубинности	P, кбар, при T= = 1000 °С	Гипербазиты	Базит-гипербазиты промежуточного состава	
			бедные Ca	богатые Ca
A_1 (форстерит-кордиеритовая, безгроссуляровая)	3,5	Обычные изверженные и контактово-метаморфические породы		
$A-B$ (анортит-форстеритовая)	7	Плагиоклазсодержащие **дуниты и перидотиты**	**Троктолиты,** ортопироксениты	Плагиоклазсодержащие **клинопироксениты,** вебстериты
B (шпинель-пироксеновая	17	Дуниты, **шпинелевые перидотиты** (лерцолиты)	Шпинелевые ортопироксениты и вебстериты	Шпинелевые и **гранат-шпинелевые клинопироксениты** и вебстериты
C_a (1) (шпинель-пироповая)	22	(шпинель)-**пироповые перидотиты** (лерцолиты)	(шпинель)-**гранатовые ортопироксениты**	**Гранатовые вебстериты,** гранат диопсидовые породы
C_a(2) (гроспидитовая)	34	**Пироповые** перидотиты **(лерцолиты)**	Пироповые ортопироксениты	Пироповые вебстериты
C_c(3) (коэситовая)	40	**Хром-пироповые перидотиты**	?	Хром-пироповые верлиты
D (алмаз-пироповая)		**Дуниты,** гарцбургиты	—	Алмазсодержащие Верлиты (?)

фаций глубинности и жирным шрифтом выделены названия самых распространенных типов пород.

Наиболее глубинные и разнообразные ксенолиты известны в кимберлитовых трубках. По данным их изучения в трубках Якутии был построен схематический разрез нижней части коры и верхней мантии в направлении от трубок Далдыно-Алакитского района на севере к трубке Обнаженная на р. Оленек [Соболев В. С., Соболев Н. В., 1964]. Для названного района характерен переход на границе Мохо от эклогитоподобных пород к эклогитам и гроспидитам, а глубже — к пироповым перидотитам, содержащим линзы гранатовых пироксенитов и эклогитов. В наиболее глубоких слоях этого «разреза» предполагаются линзы алмазсодержащих эклогитов, богатых натрием (судя по включениям в алмазах), а также алмазсодержащих верлитов и гарцбургит-дунитов, встреченных и в виде включений [Соболев Н. В., 1971б].

Сходное строение имеет, по-видимому, верхняя мантия в 300 км южнее, в районе трубки Мир. Главным отличием от Далдыно-Алакитского района является большее распространение эклогитов в ксенолитах и отсутствие гроспидитов, свидетельствующих о несколько ином характере дифференциации мантии и, возможно, меньшей глубине залегания слоев, образовавшихся при высоких давлениях (субфация C_c и фация D). В целом для трубок Мир, Удачная, Айхал по включениям в алмазах фиксируется резкое преобладание гарцбургит-дунитового парагенезиса над эклогитовым. Наконец, известны районы с кимберлитовыми трубками,

Таблица 1

ных ксенолитов

Базиты			Прочие породы	
безводные		водосодержащие	обогащенные Ti	обогащенные K
бедные Ca	богатые Ca			
Обычные извержения и контактово-метаморфические породы				(с лейцитом)
Габбро, пироксен-плагиоклазовые породы	**Амфиболиты**, анортитовые лейкогаббро (иногда с гроссуляром)	**Амфиболиты**, амфиболовые габбро	Ti-магнетитовые породы	Породы с флогопитом и лейцитом
Эклогитоподобные породы	Гранат-шпинелевые анортозиты, эклогитоподобные лейкопороды	**Гранатовые амфиболиты**	Ильменит-шпинелевые породы	?
Эклогиты	**Ca-эклогиты** (с примесью плагиоклаза, дистена)	**Амфиболовые эклогиты**, пироповые перидотиты (пироксениты) с титаноклиногумитом	Ильменит-пироповые породы	Флогопитовые пироксениты, глиммериты
Эклогиты, дистеновые эклогиты	**Гроспидиты**, корундовые эклогиты		Ильменит-рутил-пироповые породы	?
Коэситовые эклогиты (?)	**Гроспидиты**, корундовые эклогиты	—	?	—
Породы **Эклогиты**	Дистеновые, корундовые эклогиты и гроспидиты (?)	—	?	—

например Кимберли в Южной Африке, в которых встречаются только пироповые перидотиты без эклогитов и гроспидитов [Williams, 1932].

Таким образом, выделяется три подтипа (1а, 1б, 1в) пироп-перидотитовой верхней мантии (см. табл. 2). Все они характерны для глубоко эродированных в докембрии частей платформ с высокоалмазоносными кимберлитовыми трубками. В соответствующих районах Сибирской платформы даже верхние слои верхней мантии, залегающие на глубине около 35 км (по геофизическим данным), образовались при давлении не менее 18 кбар (т. е. на глубинах порядка 70 км), что соответствует размыву в докембрийское время в 30—40 км (это подтверждается также тем, что, судя по ассоциациям гранулитовой фации, породы фундамента, залегающие на глубине 3 км, образовались при давлении порядка 8—10 кбар). Наличие в мантии ассоциаций гипсометрически гораздо выше поля их устойчивости возможно лишь при подъеме «холодных» блоков мантии и длительном сохранении такого (ниже температур 300—600 °C) состояния мантии в этих районах. В остальных районах давление в верхних частях верхней мантии примерно соответствует современному положению поверхности Мохо.

Целесообразно выделить в качестве отдельного типа перидотит-эклогитовый разрез верхней мантии (см. табл. 2, II) с преобладанием или значительной ролью эклогитов (или гроспидитов). Преобладание эклогитов (в том числе алмазоносных с дистеном или корундом) характерно для трубок рудника Робертс-Виктор в Южной Африке [MacGregor, Carter,

Таблица 2

Типы верхней мантии

Общий состав	Фация под поверхностью Мохо		
	графит-пироповая C	шпинель-пироксеновая	анортит-форстеритовая
Ультраосновной (лерцолитовый)	I. Пироп-перидотитовый (ПП) Подтипы: Iа. ПП (Кимберлей) Iб. Эклогит — ПП (Мир) Iв. Гроспидит — ПП (Удачная)	III. Шпинель-перидотитовый (Минуса, Приморье, Австралия)	VI. Плагиоклаз-верлитовый — шпинель-лерцолитовый (океанические острова)
Промежуточный слабо дифференцированный (базит-гипербазиты)	IIа. Перидотит-гроспидитовый (Загадочная) IIб. Перидотит-гроспидит-эклогитовый (Робертс-Виктор) IIв. Перидотит-эклогитовый (Урал)	IV. Шпинель-пироксенит-перидотитовый (Обнаженная, Минуса, Забайкалье)	VII. Анортит-пироксенит-перидотитовый, обычно с амфиболом (Казахстан, Тянь-Шань, Дрейзер-Вейхер, Итиноме-Гата)
Основной или промежуточный дифференцированный (базиты + гипербазиты)		V. Гранат-шпинель-пироксенитовый (Гиссар, Памир)	VIII. Верлит-горнблендит-троктолитовый (островные дуги типа Курил)

1970; Williams, 1932], гроспидитов — для трубки Загадочная и Далдыно-Алакитском районе, а также, вероятно, для тех объектов, из которых произошли уральские алмазы, поскольку во включениях в них преобладает эклогитовый парагенезис [Соболев Н. В. и др., 1971]. Однако значение этого типа пока неясно.

В северной части Сибирской платформы (в районе трубки Обнаженная) разрез верхней мантии (на глубине около 35 км) начинается со шпинелевых перидотитов и пироксенитов, ниже которых располагаются пироповые перидотиты, эклогиты и многочисленные пироксениты с четкими свидетельствами в пользу непрерывной серии базит-гипербазитовых составов. Алмазсодержащие горизонты верхней мантии, судя по редкости алмаза в северных трубках, этими трубками, как правило, не вскрываются. Аналогичный характер имеют глубинные включения во многих районах развития умеренно щелочных базальтоидов на континентах, например в Забайкалье и Минусинской впадине, где преобладают шпинелевые перидотиты и пироксениты (последние лишь иногда с гранатом). Здесь доля пород промежуточного пироксенитового состава может быть различной, но В. А. Кутолин [Kutolin, 1970] предполагает уменьшение доли пироксенитов во включениях за счет избирательного «растворения» пироксенитов в базальтах. Шпинель-пироповая субфация (C_a) в лучшем случае достигается базальтоидными трубками лишь в самой верхней части. В более глубоких частях разреза шпинелевые перидотиты должны сменяться пироповыми, что хорошо показано для плато Колорадо [MacGetchin, Silver, 1970]. В обоих случаях верхняя часть мантии — это шпинель пироксенит-перидотитовый (см. табл. 2, III) тип верхней мантии.

Наряду с этим в сходной обстановке может быть выделен ультраосновной шпинель-перидотитовый (см. табл. 2, III) тип верхней мантии. Среди глубинных включений здесь резко преобладают шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты, например, в некоторых трубках Минусы, на севере Сибирской платформы или в большинстве щелочных базальтоидов Авст-

ралии [Kuno, Aoki, 1970; Willshire, Binns, 1961]. Вероятно, типы III и IV могут перемежаться в мантии большинства стабилизированных областей на континентах, включая срединные массивы.

Несколько отличный от III и IV типов характер имеет верхняя мантия под океаническими островами, в частности Гавайскими. По-видимому, здесь верхняя часть мантии находится при меньшем давлении (этой части могут соответствовать плагиоклазодержащие дуниты и верлиты), глубже располагаются шпинелевые лерцолиты (т. е. преобладают гипербазиты с небольшой ролью базит-гипербазитов), еще глубже находятся линзы шпинель-гранатовых пироксенитов. Этот тип мантии может быть назван плагиоклаз-верлитовым — шпинель-лерцолитовым (см. табл. 2, VI).

Возможно, под островными дугами (типа Курил и Камчатки) плагиоклазодержащий слой в верхней мантии значительно увеличен; из него, по мнению Р. И. Родионовой и В. И. Федорченко [1971], могли произойти многочисленные ксенолиты пород типа троктолитов, оливиновых габбро, двупироксеновых гнейсов и особенно амфиболизированных пород.

В более древних частях островных дуг, например в западной части Японии, в глубинных ксенолитах из щелочных базальтоидов Итиноме-Гата [Kuno, Aoki, 1970] наряду со шпинелевыми лерцолитами (нередко с плагиоклазом) характерны пироксениты с Al — авгитом и шпинелью, а также амфиболовые породы. Аналогичный характер имеют ксенолиты из щелочных базальтоидов Дрейзер-Вейхер в Германии [Kutolin, 1970] и других районах типа континентальных рифтов. Набор ксенолитов здесь сходен со шпинель-пироксенит-перидотитовым IV типом, но отличается постоянным присутствием плагиоклаза, роговой обманки, иногда флогопита. Эти минералы обычно обнаруживают реакционные соотношения которые можно трактовать скорее как результат прогрева или подъема блоков мантии, а не реакции с базальтами.

Сходный состав имеют ксенолиты в лампрофирах и щелочных габброидах в складчатых поясах, например, в Казахстане и Западном Узбекистане [Добрецов, Добрецова, 1969; Мушкин, 1971]. Здесь преобладают шпинелевые пироксениты и эклогитоподобные породы, но встречаются также переходы, с одной стороны, к породам с амфиболом или флогопитом и апатитом, с другой — к оливин-плагиоклазодержащим ассоциациям. В блоках с мощной континентальной корой (Памир, Гиссар) большую роль играют ксенолиты гранатовых пироксенитов [Дмитриев, 1966; Мушкин, Брейвинская, 1969]. Во всех этих случаях мантия имеет промежуточный (базит-гипербазитовый) состав, но в зависимости от давления (глубинности) и степени дифференцированности здесь можно выделить три типа — V, VII и VIII (см. табл. 2).

Таким образом, выделено восемь типов верхней мантии (см. табл. 2), причем каждый из них, вероятно, характерен для разных тектонических областей, хотя намечающиеся зависимости следует считать предварительными. Ясно, что все многообразие верхней мантии этим не исчерпывается.

Не остается сомнений, что сейсмическая граница Мохо для типов Iа, III, VI соответствует резкой, а для типов IV, VII, VIII, по-видимому, менее резкой смене состава пород, в то время как для типов Iб, Iв, II и V эта граница может быть связана с фазовыми переходами (эклогитизацией). Последний случай должен быть уточнен детальными сейсмическими исследованиями с учетом новых данных [Ито, Кеннеди, 1972]. Многими авторами отмечалось, что интервал эклогитизации по давлению является очень широким [Добрецов и др., 1970; Соболев Н. В., 1971б], что должно соответствовать весьма расплывчатой сейсмической границе Мохо [Williams, 1932]. Однако уже при трактовке предварительных данных указывалось, что изменение плотности в этом интервале не должно быть равномерным [Соболев В. С., 1973; Соболев В. С., Соболев Н. В., 1964], и это подтверждено теперь экспериментальными данными [Ито, Кеннеди, 1972]. Резкое изменение плотности при эклогитизации происходит на интервале около 2 кбар, что, в свою очередь, соответствует интервалу 5—6 км в мантии.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ*

(Геология и металлогения метаморфических комплексов, 1977)

В настоящее время общепризнанна значительная роль глубинных ксенолитов, вынесенных вулканическими аппаратами к земной поверхности, для обоснования особенностей состава и строения глубинных частей земной коры и верхов верхней мантии. Это единственный прямой источник информации о минеральном составе земных глубин наиболее активно стал использоваться для гипотетических построений начиная с 60-х годов, в сочетании с геофизическими и экспериментально-петрологическими данными.

Накопление и обобщение материалов как по наиболее глубинным ксенолитам из кимберлитов, с помощью которых можно реставрировать разрез вплоть до глубины порядка 200 км, так и по менее глубинным ксенолитам из щелочных базальтоидов [Добрецов и др., 1974; Соболев Н. В., 1974; Глубинные ксенолиты..., 1975] позволило предпринять попытку построения сводного гипотетического разреза через главные структурные элементы земной коры. В качестве основы для такого обобщения мы используем результаты построения отдельных разрезов, приведенные ранее [Глубинные ксенолиты..., 1975]. Привлекая кимберлиты, а также вулканические аппараты, содержащие щелочные базальтоиды с ксенолитами, в качестве природных глубинных скважин, следует учесть вероятность избирательного характера выноса ксенолитов.

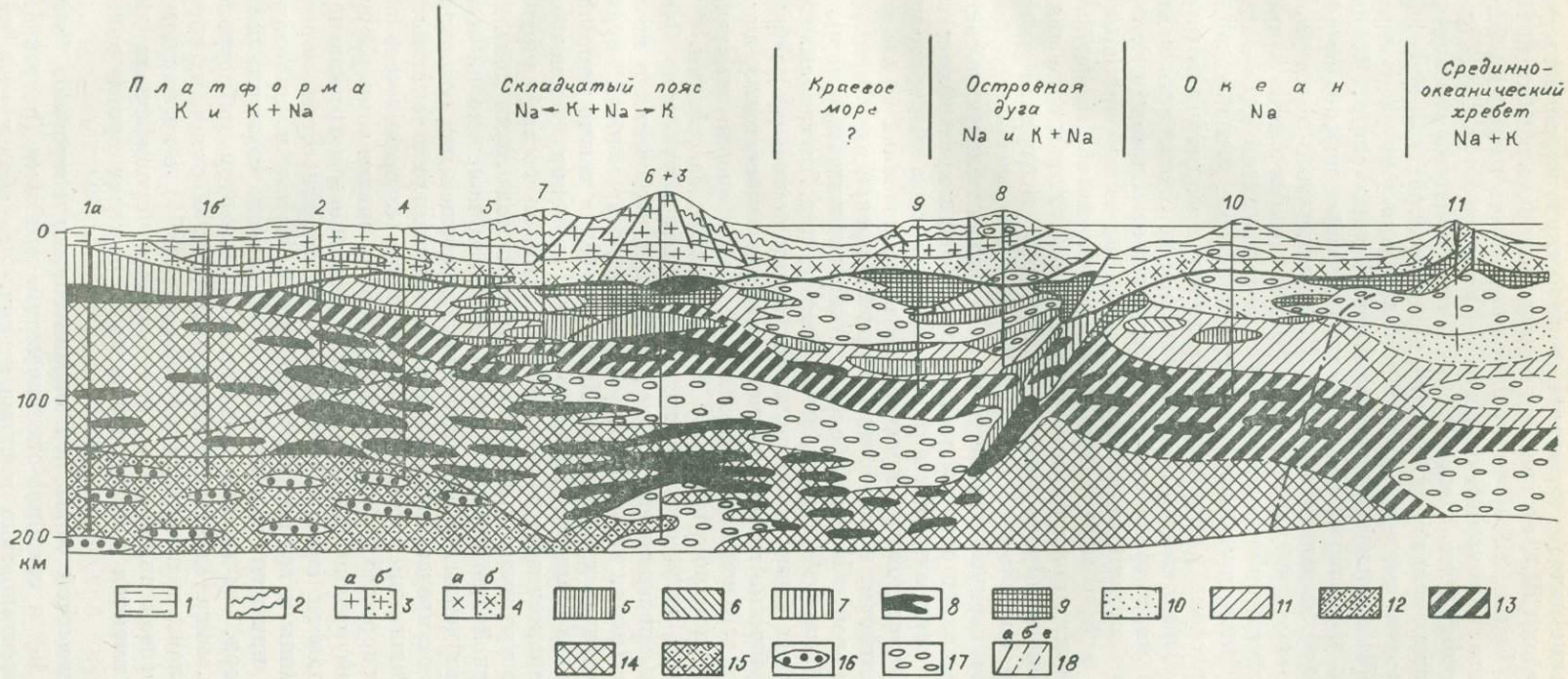
Строение нижней части коры, в частности распространение здесь эклогитоподобных пород и эклогитов, наличие «гранитно-метаморфического» слоя умеренных и повышенных давлений (андалузит-силлиманитового и дистенового типа с эклогитами) показано на основе успешного изучения метаморфических толщ [Добрецов и др., 1970, 1972, 1974].

Попытаемся реконструировать разрез земной коры и мантии в разных геоструктурных зонах (см. рисунок). На рисунке в виде предполагаемых скважин (вертикальные линии с цифрами) показаны опорные разрезы, построенные на основе обобщения данных по глубинным ксенолитам в конкретных районах. Нумерация их соответствует схематическим разрезам на рис. 67 в книге «Глубинные ксенолиты и верхняя мантия» [1975]: скв. 11 — предполагаемый разрез срединно-океанического хребта по геолого-геофизическим данным [Ботт, 1974], разрезы 1а, 1б, 2 относятся к Мало-Ботуобинскому, Далдыно-Алакитскому и Оленекскому районам Сибирской платформы. Эти разрезы впервые построены В. С. и Н. В. Соболевыми [1964] и иллюстрируют переход от центральной к краевой части платформы. Здесь важно отметить разный характер перехода на границе Мохо: эклогитовый — в центральной части платформы (1а) и от основных к ультраосновным породам (шпинелевым перидотитам) — в краевой (2), а также наличие алмазоносных перидотитов и эклогитов на глубинах более 150 км и преимущественно дунит-гарцбургитовый состав мантии на этих глубинах. Эта мантия является «истощенной» в том смысле, что из нее максимально удалены легкоплавкие и летучие компоненты.

Разрезы 4 (плато Колорадо) и 5 (Минуса и Монголия) характеризуют краевую часть складчатого пояса и стабильные (жесткие) глыбы внутри

---

* Совместно с Н. Л. Добрецовым и Н. В. Соболевым.



Петрологический разрез земной коры и верхней мантии.

1 — осадочный слой; *2* — осадочно-метаморфический слой; *3* — гранитно-метаморфический слой умеренных (*а*) и повышенных (*б*) давлений; *4* — габбро и основные гнейсы, слабо (*а*) и интенсивно (*б*) амфиболизированные; *5*, *6* — пироксениты «зеленые» (*5*) и «черные» (*6*); *7* — эклогитоподобные породы; *8* — эклогиты (в верхней части разрезов 6 + 3, 9 и 10 амфиболизированные); *9* — амфиболиты и амфиболизированные пироксениты; *10—12* — перидотиты плагиоклазсодержащие (*10*), шпинелевые (*11*) серпентинизированные (*12*); *13—15* — перидотиты гранат-шпинелевые (*13*), пироповые (*14*) и алмазоносные (*15*); *16* — алмазоносные эклогиты; *17* — зоны частичного плавления в верхней мантии и промежуточные очаги; *18* — границы (*а* — Мохо, *б* — зоны разогрева под срединно-океаническими хребтами, *в* — нижний предел распространения флогопита). 1а—11 — номера разрезов.

него. Новые данные о находке ксенолита алмазоносного пиропового перидотита в кимберлитах США, на границе штатов Колорадо и Южный Вайоминг [McCallum, Eggler, 1976], позволяют продолжить разрез в области устойчивости алмаза. С помощью разрезов 7 (Северное Нура-Тау, Джунгария) и 6+3 (Южный Тянь-Шань, Памир, Урал) показано строение коры и мантии в разных зонах в складчатом поясе; центральная зона здесь представлена высокими горными хребтами (на Урале уже разрушенными), в которых обнажается гранитно-метаморфический «слой». В целом последовательность разрезов 4, 5, 7, 6+3 характеризует переход от платформы к осевой части складчатого пояса. Для складчатого пояса характерно наличие большого числа линз пироксенитов, амфиболитов и амфиболизированных эклогитов в нижней части коры и в верхней части мантии под поверхностью Мохо, неоднородность строения коры, что обусловлено сложными поверхностями изотерм и интенсивными деформациями (преимущественно в условиях сжатия). Соответственно, верхняя часть мантии до глубин 100—120 км, которая может быть изучена на основании глубинных включений в базальтоидах, подразделяется на типы: пироксенит-перидотитовый (4 и 5, с переменной долей пироксенитов), амфиболит-пироксенитовый (7) и пироксенит-эклогитовый (6+3). Характерна также интенсивная амфиболизация в нижней части коры и верхней мантии складчатых поясов.

Глубокая часть верхней мантии под складчатыми областями такого типа показана как эклогитовая на основании изучения кристаллических включений в уральских алмазах, а также четко наблюдаемой тенденции повышения роли эклогитового парагенезиса во включениях в алмазах краевых частей платформ, в частности, севера Сибирской платформы (по данным Э. С. Ефимовой и Н. В. Соболева). Аналогичная закономерность фиксируется для Южной Африки и, по-видимому, для Австралии.

В краевых морях (типа Японского, Филиппинского и др.) породы «фундамента» и глубинные включения пока изучены недостаточно, поэтому строение коры и верхней мантии показано схематически на основании геофизических данных и по аналогии с океаническими бассейнами.

Разрез островной дуги, включая желоб и сейсмическую зону Заварицкого — Беньофа, построен на основе глубинных включений в неогеновых лавах — в Японии (7 Итиноме-гата) и современных вулканов Курильских островов и Восточной Камчатки (8), а также многочисленных геофизических данных. На основании изучения включений устанавливается анортозит-пироксенит-амфиболитовый состав верхней части мантии под островными дугами, сходный со складчатыми поясами. Строение сейсмической зоны Заварицкого — Беньофа показано на основании геофизических данных в виде пластины, падающей под островную дугу. В соответствии с представлениями многих геофизиков и тектонистов здесь «плита» океанической коры пододвигается или «засасывается» под островную дугу со скоростью, обеспечивающей более низкие температуры в этой плите. Поэтому основные породы, преобладающие в погружающейся плите, превращаются сначала в плотные метаморфические породы (глаукофановые сланцы и гранатовые амфиболиты), потом в эклогиты, затем эти эклогиты начинают плавиться, а возникающие «пузыри» расплава всплывают вверх. Эта модель подтверждается некоторыми петрологическими данными, свидетельствующими, в частности, об условиях образования «голубых сланцев» и эклогитов [Добрецов, 1974], о возможности плавления из эклогитов андезитовых лав, наиболее специфичных для островных дуг. Но имеются и многочисленные возражения против такой модели.

Строение океанической коры под океаническими островами (типа Гавайских, разрез 10) и срединно-океаническими хребтами (разрез 11) показано также ориентировочно и схематически. Это объясняется как меньшей глубиной природных «скважин» с глубинными ксенолитами в

океанах, так и их слабой изученностью. Океаны интенсивно изучаются лишь последние 15—20 лет. Изучение океанов хронологически и по достигнутым результатам вполне сопоставимо с изучением космоса. Достоверно установлена малая мощность океанической коры (10—15 км по сравнению с 35—50 км на континенте) и ее отчетливое двухслойное строение. Верхний «слой» сложен осадками и базальтами, нижний — габброидами. В рифтовых долинах и на отдельных островах на гребне срединно-океанических хребтов вскрыты также серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты, представляющие самую верхнюю часть мантии. Ниже, под срединно-океаническими хребтами, по геофизическим данным устанавливается разуплотненная мантия, которая, скорее всего, представляет зону частичного плавления, вероятно, связанную с нижележащими зонами плавления и восходящими потоками в астеносфере [Ботт, 1974].

В остальной части океанов, судя по глубинным включениям в базальтах океанических островов, мантия имеет преимущественно лерцолитовый состав. Вверху это плагиоклазсодержащие лерцолиты с зонами частичного плавления под крупными вулканическими постройками, которые превращаются в «плутонический» (перидотит-пироксенитовый) фундамент этих построек; ниже — шпинельсодержащие перидотиты с линзами пироксенитов и глубже их гранат-шпинелевые перидотиты с гранатовыми пироксенитами типа гавайских. Более глубокие горизонты мантии в океанах остаются пока «немыми», поскольку соответствующие глубинные включения неизвестны. Мантия под океанами и некоторыми районами континентов, имеющая лерцолитовый (или эклогит-пироксенит-лерцолитовый) состав, является наименее «истощенной», поскольку из нее в отличие от мантии платформ еще можно выплавить значительное количество базальтоидов. К сожалению, границу неистощенной мантии на разрезе показать затруднительно.

Степень «истощенности» мантии является, таким образом, важнейшим фактором тектономагматической активности (наряду с термическим режимом и т. д.). Важным регулятором этой активности и особенно типа щелочности магм является абсолютная и относительная распространенность амфибола и флогопита в верхней мантии. Эти минералы являются главными концентраторами воды, а флогопит — главным концентратором калия в верхней мантии. Судя по изучению глубинных ксенолитов и включений в алмазах [Глубинные ксенолиты..., 1975], амфибол и флогопит не встречаются в слое алмазоносных перидотитов и эклогитов, т. е. ограничены верхней (или самой верхней) частью мантии. В известной мере они антагонисты: в глубинных включениях на платформах амфибол неизвестен, флогопит широко распространен; в островных дугах флогопит неизвестен, амфибол широко распространен; в глубинных включениях остальных структур отмечены оба минерала, при некотором преобладании амфибола и резкой изменчивости их количества.

С распространенностью амфибола и флогопита в мантии коррелируются главные особенности щелочности магматических продуктов (особенно базальтоидов). На платформах, где регулятором щелочности выступает флогопит, преобладают К и К—Na магмы основного и ультраосновного состава (см. рисунок). С поглощением флогопита связано также образование лейцитовых пород [Соболев В. С., 1972]. В складчатых поясах присутствуют разные типы магм с известной тенденцией смены ранних натровых поздними калиевыми магмами, которая наиболее отчетливо проявляется для андезитов (диоритоидов) и риолитов-гранитоидов. По-видимому, соответствующие преобразования (со сменой амфибола флогопитом) могла испытывать и верхняя мантия под складчатыми областями, хотя реконструкция этой закономерности затруднена из-за значительного участия коровых магм в складчатых областях. В островных дугах резко пре-

обладает натровый тип магм, преимущественно андезитов. По мнению многих, островные дуги соответствуют ранним стадиям эволюции складчатых областей.

Связь метаморфизма с особенностями состава и строения верхней мантии и характером магматизма более дискуссионная. По мнению части исследователей [Маракушев, 1965; и др.], метаморфизм происходит под воздействием потока флюидов из мантии, характер которых меняется от натрового к калиевому в ходе развития складчатой области, соответственно чему можно выделить два ряда метаморфических формаций. По нашему мнению [Добрецов и др., 1970, 1972, 1974], метаморфизм имеет в основном изохимический характер, а вышеотмеченная тенденция объясняется главным образом изменением состава вулканитов и осадков, подвергающихся метаморфизму, и в некоторых случаях — составом ассоциирующихся расплавов и связанных с ними метасоматитов.

Именно поэтому в складчатых областях на ранних этапах характерен метаморфизм глаукофансланцевого и (или) зеленосланцевого типа, связанный с офиолитами и натровыми базальтоидами. На поздних стадиях он сменяется зональным метаморфизмом дистен-силлиманитового или андалузит-силлиманитового типа, пространственно и генетически связанным с гранитоидами калинатрового и (или) калиевого петрохимического типов и формирующим «гранитогнейсовые купола». Эта закономерность наиболее отчетливо установлена в Альпах и в альпийском типе метаморфических провинций [Frey et al., 1974; Глебовицкий, 1978]. В метаморфических провинциях других типов — европейского, уральского, тихоокеанского — эта закономерность нарушается или осложняется. Например, в герцинидах Западной Европы (европейский тип) резко преобладает андалузит-силлиманитовый зональный метаморфизм, тесно связанный с гранитоидами [Глебовицкий, 1978; Metamorphic..., 1973]. В тихоокеанском типе характерно сочетание поясов глаукофансланцевого и андалузит-силлиманитового метаморфизма, которые, по мнению Мияширо [Miyashiro, 1961, 1973], формируются одновременно, а по мнению других исследователей [Добрецов, Курода, 1969; Глебовицкий, 1978] — последовательно. Соответственно в Тихоокеанской провинции являются контрастными и проявления магматизма, и строение коры и верхней мантии.

Детализация особенностей состава и строения нижней части коры и верхней мантии в разных типах складчатых областей и метаморфических провинций, не отраженная на рисунке,— одна из задач будущего.

О ЗАКОНОМЕРНОМ УМЕНЬШЕНИИ ПОЛЕЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ «ЛЕГКИХ» МИНЕРАЛОВ С УВЕЛИЧЕНИЕМ ДАВЛЕНИЯ

(Доклады АН СССР, 1974, т. 215, № 2)

В простых бинарных системах повышение давления нередко приводит не только к изменению эвтектической температуры, но и к сдвигу эвтектической точки по составу. В первую очередь такой сдвиг может быть связан с различием в наклоне кривых плавления в краевых однокомпонентных системах (рис. 1, *а*). Особенно резкий сдвиг будет заметен в том случае, когда одна из однокомпонентных систем в этом отношении оказывается аномальной, т. е. твердая фаза легче жидкой и наклон кривой плавления отрицателен (см. рис. 1, *б*). К этому типу, в частности, относятся водные растворы солей [Пригожин, Дефей, 1966]. Для силикатов примером здесь может служить система Zn_2SiO_4—Co_2SiO_4 [Taylor et al.,

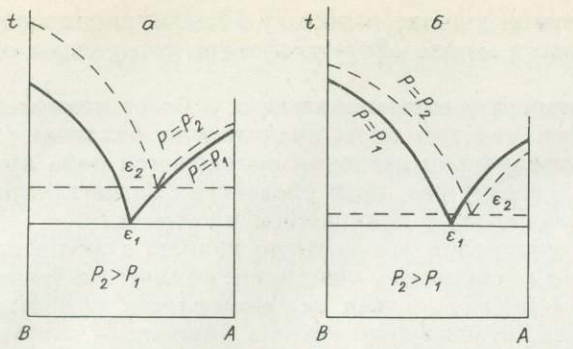


Рис. 1. Сдвиг состава эвтектической точки для случая, когда жидкость легче твердых фаз (*а*) и когда одна из твердых фаз легче жидкости (*б*).

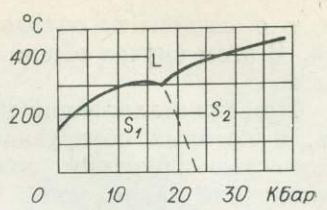


Рис. 2. Кривые плавления и полиморфный переход для серы.

1970], в которой виллемит обладает указанным свойством подобно воде и висмуту. Диаграмма этой системы осложнена наличием двух серий твердых растворов, которые иллюстрируют влияние давления на изоморфизм в том случае, когда крайние члены серии отличаются координацией катионов [Соболев В. С., 1965]. При повышении давления от 1 атм до 30 кбар состав твердых растворов $CoSiO_4$ (с шестерной координацией катиона) расширяется от состава 20 % Zn_2SiO_4 до 60 % Zn_2SiO_4, а твердые растворы Zn_2SiO_4 (с четверной координацией катиона) сокращаются от 55 до 15 % Co_2SiO_4.

Сдвиг эвтектической точки для двойных систем приблизительно можно рассчитать, пользуясь дифференциальным уравнением Ван-Лаара [Пригожин, Дефей, 1966]. Направление сдвига в этом уравнении определяется членом $(\Delta V_1/\Delta Q_1 - \Delta V_2/\Delta Q_2)$. Эти выражения входят в уравнение Клаузиса — Клапейрона, определяющее наклон кривых плавления однокомпонентных систем. Таким образом, сдвиг эвтектической точки определяется относительной величиной разности $\Delta t_1 - \Delta t_2$, т. е. изменением температуры плавления отдельных компонентов, что и иллюстрируется приведенными выше диаграммами.

Исходя из сказанного, можно поставить задачу ориентировочного определения сдвига эвтектической точки в системах важнейших породообразующих силикатов, учитывая некоторые общие их свойства, определяющие ΔV и наклон кривых температур плавления.

Для многих веществ [Пауков и др., 1967; Стишов, 1968] установлено, что тройной точке полиморфного превращения менее плотной модификации в более плотную предшествует отчетливо выраженный максимум на кривой плавления. Диаграмма плавления серы [Пауков и др., 1967] приведена на рис. 2. Таким образом, уплотнение структуры жидкой фазы как бы предшествует полиморфному превращению, приводя к аномальному отрицательному наклону кривой плавкости. Правда, такой максимум может и отсутствовать [Стишов, 1968], но в этом случае вблизи точки перехода происходит значительное уменьшение наклона кривой плавления. Меньшая величина ΔV при кристаллизации и соответственно меньший наклон плавления характеризуют фазы с малоплотной структурой уже при обычных давлениях.

Отсюда можно сделать следующее заключение. В двухкомпонентной системе, в которой один из компонентов кристаллизуется в виде фазы плотной структуры, а другой имеет малоплотную структуру, которая при возрастании давления переходит в более плотную, в области, предшествующей полиморфному переходу, должен происходить сдвиг эвтектической точки в сторону малоплотного компонента. Очевидно, что это правило распространяется и на системы с большим числом компонентов, в частности также на те случаи двухкомпонентных систем, где вместо полиморфного превращения происходит распад одной фазы с уплотнением структу-

ры, т. е. система на определенном участке перестает быть двухкомпонентной. В этом случае общий вывод можно сформулировать следующим образом.

При кристаллизации расплава в системах из двух и более компонентов, в которых образующиеся твердые фазы значительно различаются плотностью структуры, при увеличении давления сокращается поле кристаллизации малоплотных («легких») фаз, претерпевающих затем превращения (полиморфные или с распадом) с повышением плотности.

Для породообразующих минералов это правило должно хорошо иллюстрироваться в системах, где совместно участвуют фемические (тяжелые) и салические (легкие) минералы. Такая закономерность уже была отмечена для частных случаев, отвечающих системе диопсид — анортит [Yoder, 1965], а также для более сложной псевдотрехкомпонентной системы плагиоклаз An_{60} — диопсид — энстатит [Emslie, 1971]. Интересно отметить, что для случая анортит — диопсид [Yoder, 1954] подобное же смещение эвтектической точки с увеличением давления установлено впервые для систем с водой. Однако здесь главной причиной такого смещения является большее понижение точки плавления анортита в присутствии избытка воды по сравнению с диопсидом.

Для указанных систем уже отмечалось значение такого изменения поля кристаллизации плагиоклаза для трактовки образования анортозитов. Магма, получающаяся в результате эвтектического плавления на значительной глубине, поднимаясь в область более низких давлений, попадает в поле плагиоклаза, который будет первым кристаллизующимся минералом. Таким образом, образование высокоглиноземистых базальтов будет связано с большой глубиной плавления. В случае накопления плагиоклаза при кристаллизационной дифференциации (по-видимому, путем всплывания) должны получаться анортозиты. Последние снова находятся в центре внимания петрологов в связи с проблемой образования анортозитовой коры на Луне. Однако давление при образовании магмы не должно превосходить величины 15—20 кбар, так как при более высоких давлениях появляется гранат и тип диаграммы изменится.

Указанное правило должно хорошо проявляться также для систем, в которых наряду с фемическими минералами участвует лейцит. В системе лейцит — диопсид с увеличением давления эвтектическая точка должна сдвигаться в сторону лейцита, что при понижении давления (поднятия расплава) объясняет раннюю кристаллизацию лейцита в горных породах.

Из фемических минералов указанное правило, по-видимому, относится к оливину. Хотя форстерит претерпевает полиморфное превращение при давлениях более 100 кбар, наклон кривой плавления здесь значительно меньше, чем у пироксенов [Добрецов и др., 1970], и при увеличении давления поле кристаллизации оливина должно уменьшиться. Это хорошо согласуется с ранней кристаллизацией оливина при подъеме магмы — при понижении давления.

Выше отмечено, что в системе диопсид — анортит большой сдвиг эвтектической точки в том же направлении имеет место в системе с водой. Для салических минералов это тоже будет общим правилом, так как понижение температуры кристаллизации в системах с H_2O здесь значительно больше, чем для минералов фемических [Добрецов и др., 1970]. Таким образом, сделанный вывод относится не только к сухим системам, но и к системам с водой.

Применение указанного простого правила для ряда систем, еще не изученных в области высоких давлений, может помочь петрографу при рассмотрении процессов образования магм и кристаллизации горных пород.

В заключение автор выражает сердечную благодарность В. А. Киркинскому и В. В. Ревердатто за полезные советы при обсуждении данной проблемы.

СОСТАВ ГЛУБИННЫХ ПИРОКСЕНОВ И ПРОБЛЕМА ЭКЛОГИТОВОГО БАРЬЕРА*

(Геология и геофизика, 1977, № 12)

На современном этапе развития петрологии в центре внимания ученых стоит вопрос образования магмы. Одним из важнейших этапов решения этой проблемы является открытие Г. С. Горшковым [1956] глубинных очагов магмы под вулканами. Получен также обширный фактический материал по минеральному и петрографическому составу верхней мантии до глубин порядка 200 км [Соболев В. С., 1974]. Несмотря на ряд дискуссионных вопросов, можно считать установленным, что на значительных глубинах преобладают ультраосновные породы, весьма богатые оливином и содержащие гранат пиропового состава, а также в подчиненном количестве присутствуют разновидности эклогитов. Экспериментально установлено [Дэвис, Шерер, 1968; Kushiro, 1975; Kushiro, Yoder, 1973], что за счет оливинсодержащих пород без воды могут выплавляться лишь магмы, соответствующие пикритовым базальтоидам, а более кислые магмы могут образоваться только при достаточно высоком содержании H_2O. В связи с этим появился ряд гипотез образования обычных базальтовых магм за счет дифференциации в промежуточных очагах, что не вполне объясняет все имеющиеся факты. С другой стороны, общие соображения показывают, что магмы, богатые водой, не могли бы достигать земной поверхности; высокие температуры магмы, установленные по расплавным включениям, также свидетельствуют о сухом характере расплава [Соболев В. С., 1976].

Еще сложнее обстоит с вопросом образования кислой магмы, так как дифференциация по схеме Боуэна (за счет инконгруэнтности плавления $MgSiO_3$) может происходить лишь при давлении до 3—5 кбар, т. е. совсем близко от поверхности.

Исходя из этих данных ряд авторов высказали соображения, что мантийным источником сравнительно кислых магм могут являться лишь безоливиновые породы, содержащие свободную кремнекислоту, т. е. кварцевые и коэситовые эклогиты [Грин, Рингвуд, 1968; Соболев В. С., 1976; Соболев В. С., Соболев Н. В., 1975].

Ксенолиты эклогитов с кварцем были описаны в кимберлитовых трубках. Однако в этом случае могло возникать сомнение в их достаточно глубинном происхождении. Трубки всегда богаты породами, вынесенными не только из мантии, но и из земной коры, а алмазоносные эклогиты обычно не содержат минералов, отвечающих свободному кремнезему.

В связи с этим исключительный интерес в развитии петрографии представляет установление коэситовых эклогитов. Первая такая находка [Соболев В. С., 1976] была сделана в виде ассоциации минералов, включенных в алмазы. В двух кристаллах алмаза были совместно найдены гранат, омфацит и коэсит. Никаких сомнений, что эти алмазы образовались в коэситовых эклогитах при давлениях более 40—50 кбар, не возникает. Несколько позже [Smyth, Hatton, 1977] в трубке Робертс-Виктор (Южная Африка) был найден ксенолит гроспидита, содержащий 6 % коэсита и 0,6 % санидина, по составу граната соответствовавший пограничной области между коэситовыми эклогитами и гроспидитом. Как и в первой находке, идентификация коэсита не вызывает никакого сомнения. В этой породе алмазы отсутствуют. Давление при ее образовании могло быть несколько ниже. По мнению Смита, давление превышало 29 кбар, а температура — 900 °С.

Обе указанные находки являются важнейшим звеном в познании состава верхней мантии и понимании образования глубинных кислых и средних пород. Как уже отмечалось [Соболев В. С., 1976], такие породы могут образоваться в результате следующих процессов:

* Совместно с А. В. Соболевым.

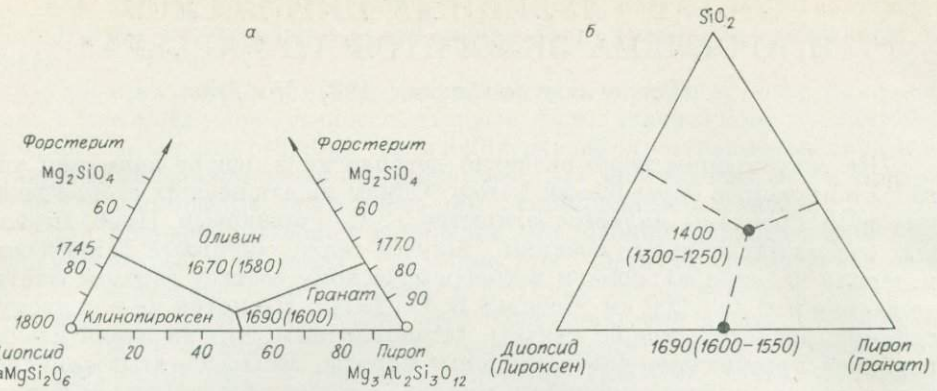


Рис. 1. Диаграммы плавления системы диопсид — пироп — форстестит (*а*) при 40 кбар [Дэвид, Шерер, 1968] и коэситовых эклогитов (*б*).

Цифры в скобках — вероятные температуры для пород с учетом высокой железистости: гранатов (*а*), фемических минералов и присутствия санидина (*б*).

1. При кристаллизации на глубине расплавов в результате кристаллизационной дифференциации. Однако давление в этих случаях должно быть ниже 28 кбар, т. е. это не может относиться к коэситовым эклогитам.

2. При кристаллизации на глубине расплавов, обогащенных водой.

3. В связи с погружением толеитовых базальтов в зоны Заварицкого — Беньофа или эклогитизацией нижней части континентальной коры с отрывом соответствующих блоков.

Третий вариант образования кварцевых и коэситовых эклогитов авторы считают наиболее вероятным.

На рис. 1 даны схематические диаграммы плавления сухих расплавов для двух- и трехкомпонентных систем, отвечающих граням тетраэдра Ol—Gr—Cpx — коэсит при $P = 40$ кбар. Диаграмма рис. 1, *а* взята у Дэвиса и Шерера [1968], но цифры несколько изменены (данные в скобках) с учетом FeO в минералах. Рис. 1, *б* построен по результатам обобщения данных различных авторов и является еще более схематическим. Он относится к породам более высокой железистости (как это всегда бывает в глубинных эклогитах), а температура тройной эвтектики дана с учетом присутствия санидина, который также установлен сейчас как во включениях в алмазах [Prinz, 1975], так и в коэситовом гроспидите [Smyth, Hatton, 1977].

Вместе с тем в последних работах В. А. Жарикова, Р. А. Ишбулатова, Л. Т. Хануховой и др. на основании экспериментальных исследований высказывается мнение о существенных сдвигах эклогитового барьера за счет растворимости избыточного кремнезема в пироксенах, что имеет важное принципиальное значение и должно быть специально рассмотрено в связи с данной проблемой.

О СОСТАВЕ ПИРОКСЕНОВ

В первой серии экспериментов [Жариков и др., 1974; Ишбулатов, 1977] указано, что исследованный базальт с добавкой 5 % кварца закристаллизовался в очень узком интервале температур (1545—1510 °С) в виде пироксена ($P = 35$ кбар). Это заведомо неправильно, так как в породе содержится 1,81 % K_2O, в то время как в пироксене в этих условиях растворяется около 0,3 % K_2O. По-видимому, допущена та же ошибка, которая была сделана во многих экспериментальных работах зарубежных исследователей [Ито, Кеннеди, 1972; Грин, Рингвуд 1968] и которую удалось избежать Н. А. Хитарову и его школе [Хитаров и др., 1971, 1972] — не замечено некоторое количество жидкости (стекла), образующейся при гораздо более низкой температуре в широком интервале. Здесь это стекло должно содержать около 10 % калишпата и 6 % SiO_2.

Таблица 1

Пироксены глубинных ксенолитов

№ п/п	Порода	Число анализов	Ca-компонент в гранате, мол. %	Ca/(Ca+Mg+Fe) в пироксене, мол. %	$NaAlSi_2O_6$ в пироксене, мол, %	Эсколаитовый компонент в пироксене, мол. %
1	Гроспидиты, богатые Ca [Соболев Н. В., 1974]	6	82 (среднее)	59	54	15
2	То же	1	94	70	65	24
3	Гроспидиты менее кальциевые [Соболев Н. В., 1974]	8	61 (среднее)	53	36	8
4	Алмазоносные дистеновые эклогиты Якутии [Пономаренко и др., 1976]	6	47	52	58	4
5	Алмазоносные эклогиты Якутии [Соболев Н. В., 1974]	16	25	46	49	Нет
6	Алмазоносные эклогиты Африки [Reid et al., 1976]	24	27	46	30	»
7	То же *	1	23	49	44	13
8	Гроспидит с коэситом (Африка) [Smyth, Hatton, 1977]	1	51	54	48	12
9	Коэситовый эклогит (Якутия) [Соболев Н. В., 1976]	1	33	46	28	Нет
10	То же	1	20	44	31	»

* В подлинниках допущены неточности при пересчете химического анализа пироксенов на атомные количества. После правильного пересчета на 6 кислородов некоторое количество Al переходит в Al^{IV}, что снижает содержание эсколаитового компонента.

В работах Л. Т. Ханухоной и других [Ханухова и др., 1976а, б, 1977] рассматриваются два трехкомпонентных разреза $CaMgSi_2O_6$—$CaAl_2SiO_6$—SiO_2 и $NaAlSi_2O_6$—$CaAl_2SiO_6$—SiO_2, а также разрезы четырехкомпонентной системы при 35 кбар и 1200 °С и делаются два существенных вывода: 1) в пироксенах может быть выделен минал $Ca_{0,5}AlSi_2O_6$, который авторы предлагают именовать «молекулой Эскола», существенно обогащенной кремнеземом по сравнению с другими компонентами пироксена, 2) «в четырехкомпонентной системе жадеит-кальциевая молекула Чермака — диопсид — SiO_2 существует объем безкремнеземистых ассоциаций, при этом растворимость избыточного кремнезема изменяется от 8 вес.% в краевой системе Jd—CaTsch—SiO_2 до 21 вес.% в краевой системе Di—CaTsch—SiO_2». Результаты экспериментов не вызывают каких-либо возражений. Однако они еще недостаточно полно отражают состав сложных пироксенов и прежде всего не учитывают роль избыточного компонента $(Mg, Fe)SiO_3$. Для получения нужной информации обратимся к новейшим данным по пироксенам глубинных ксенолитов, которые значительно пополнились и уточнились в последние годы благодаря исследованиям с применением микрозонда.

Как указывают авторы, впервые возможность существования компонента $Ca_{0,5}AlSi_2O_6$ предположил Эскола в 1921 г. Пироксены с наибольшим избытком кремнезема и глинозема характерны для редких пород — гроспидитов. На это было обращено внимание еще в 1960 г. [Бобриевич и др., 1960], но высказывались сомнения в правильности анализов, и составы были уточнены лишь после проверки на микрозонде [Соболев Н. В., 1974]. Небольшое содержание компонента Эскола регулярно отмечается также и в дистеновых эклогитах как из ксенолитов, так и из метаморфических комплексов земной коры [Удовкина, 1971].

Имеющиеся данные сведены в табл. 1 и некоторые из них (2, 8, 9, 10) нанесены на диаграмму рис. 2. Среди пород особый интерес представляют парагенезисы с коэситом, так как в этом случае, несомненно, имеет место предельное содержание кремнезема в сосуществующем пироксене. Сопо-

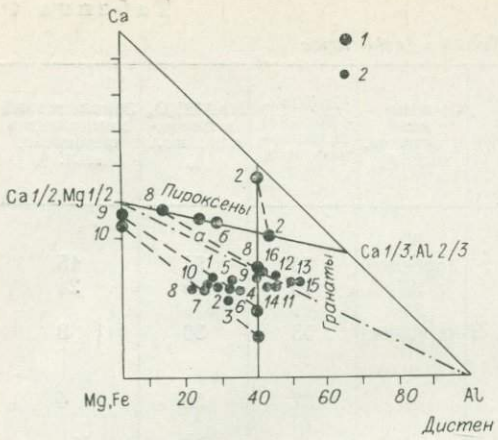


Рис. 2. Проекция парагенезисов, равновесных с избытком SiO_2, на основание тетраэдра.

1 — пироксены и сосуществующие с ними гранаты глубинных пород; *2* — составы типичных базальтоидов (см. примечание к табл. 2, 3). Точки *а* и *б* — составы пироксенов с предельным содержанием компонента Эскола, рассчитанные по Л. Т. Хануховой и др. [1976а, б, 1977] и содержанием 0 и 40 мол. % жадеита соответственно.

ставление этих данных представляет существенные трудности, так как породы имеют разнородный характер как по составу (различная железистость минералов, различное содержание чермакитового компонента в пироксене и др.), так и по условиям образования. Однако здесь имеется и много общего, в частности высокое давление. Мы попытаемся сопоставить этот несколько разнородный материал и сделать некоторые общие заключения.

1. Наиболее высокие содержания компонента Эскола в природных условиях отмечены лишь для пироксенов, богатых жадеитом. По абсолютному содержанию (а не по относительному, которое показано на диаграмме рис. 2) они достигают лишь 24 % и соответственно 11 % избыточного SiO_2 (что в 2 раза ниже возможных предельных содержаний в сложной системе, но даже несколько превышает количество этого компонента, рассчитанного для данного конкретного пироксена по экспериментальным данным,— 22 %). Безнатровых пироксенов ряда диопсид — эсколаит нигде не найдено.

2. В глубинных ксенолитах содержание компонента Эскола свыше 13 % отмечено только в гроспидитах, где он обычно возрастает с повышением кальциевого компонента в гранатах.

3. Из эклогитов заметное содержание компонента Эскола отмечено лишь в ксенолитах дистеновых эклогитов. Единственным исключением является алмазоносный эклогит из трубки Робертс-Виктор в Южной Африке (см. табл. 1), где содержание $Ca_{0,5}AlSi_2O_6$ в пироксене достигает 13 % [Reid, 1976]. Однако и этот пироксен характеризуется повышенным содержанием жадеитового компонента.

4. В пироксенах с компонентом Эскола отношение $Ca/(Ca + Mg + Fe) \geqslant 50$ %, и лишь в указанном случае оно опускается до 48 %.

5. Содержание компонента Эскола в коэситовом гроспидите значительно ниже, чем это можно рассчитать по данным эксперимента (12 % вместо 27 %), что также прямо говорит о зависимости количества этого компонента от соотношения $Ca/(Ca + Mg + Fe)$ в породе и в пироксене.

6. Установлено, что уже для пироксенов с $Ca/(Ca + Mg + Fe) = 46$ % при содержании жадеитового компонента 28 % и кальциевости граната 33 % пироксен в равновесии с коэситом практически не содержит (в пределах точности анализа, т. е. 2—3 %) компонента Эскола.

В проведенных экспериментах еще отсутствуют данные о влиянии давления на образование компонента Эскола. Мы попытаемся рассмотреть это, исходя из общих соображений. Для чермакита уже совершенно ясно, что повышение давления препятствует вхождению Al^{IV}. Это хорошо иллюстрируется сравнением [Соболев Н. В., 1974] пироксенов из корундового эклогита трубки Обнаженная, образовавшихся при сравнительно небольших давлениях, и из корундового алмазоносного эклогита трубки Мир. Если в первом содержание чермакита превышает 25 %, то во вто-

ром — едва достигает 3 %. В алмазоносных эклогитах существенное содержание чермакита отмечено лишь в двух образцах [Reid, 1976], при этом в одном из образцов пироксен меняет свой состав в широких пределах (от 4 до 25 % чермакита), и сами авторы отмечают, что здесь, очевидно, имел место наложенный процесс, происходивший при меньших давлениях. Почти отсутствует чермакитовый компонент (до 4 %) и в алмазоносных дистеновых эклогитах [Пономаренко и др., 1976].

Труднее сделать определенное заключение для компонента Эскола. Реакция перехода граната в эсколаит имеет следующий вид:

$$Ca_2MgAl_2Si_3O_{12} + 3SiO_2 = CaAl_2Si_4O_{12} + CaMgSi_2O_6.$$

Если принять удельный вес эсколаита близким к удельному весу диопсида, то в области устойчивости кварца реакция идет с понижением удельного объема породы приблизительно на 2,5 %, и, следовательно, повышение давления должно благоприятствовать образованию компонента Эскола. Если вместо кварца взять коэсит, т. е. принять давление выше 35 кбар, то удельный объем гранатовой породы более чем на 4 % ниже пироксена, т. е. с повышением давления реакция должна идти в обратном направлении. Однако в обоих случаях объемный эффект мал и наклон линии на *PT*-диаграмме должен быть небольшим.

Учитывая указанные особенности пироксенов, при выяснении вопроса об эклогитизации базальтов в глубинных условиях мы должны рассмотреть реакции эклогитизации и выделения свободного кремнезема в базальтах, которые заведомо превращаются в эклогиты без дистена, установить, за счет каких пород могут образоваться дистеновые эклогиты и гроспидиты, и оценить баланс кремнезема в этих породах.

Прежде чем перейти к поставленным вопросам, можно заранее утверждать, что количество пород типа гроспидитов и дистеновых эклогитов с содержанием компонента Эскола в пироксене имеет в мантии резко подчиненное значение. Об этом говорит отсутствие этого компонента во всех проанализированных до сих пор включениях эклогитовых пироксенов в алмазах, а также относительная редкость находки алмазоносных дистеновых эклогитов и гроспидитов [Пономаренко и др., 1976].

ЭКЛОГИТИЗАЦИЯ БАЗАЛЬТОВ

При переходе безоливиновых основных пород в эклогиты имеют место следующие две главные реакции. Первая

$$4MgSiO_3 + CaAl_2Si_2O_8 = CaMgSi_2O_6 + Mg_3Al_2Si_3O_{12} + SiO_2,$$

т. е. на два атома Al выделяется один атом свободного Si. Так как образующийся гранат всегда содержит некоторое количество кальциевого компонента, то реакцию можно записать также в виде

$$2MgSiO_3 + CaAl_2Si_2O_8 = CaMg_2Al_2Si_3O_{12} + SiO_2.$$

Таким образом, при образовании чисто гранатовой породы за счет такой реакции происходит выделение около 13 вес. % кремнезема. При замене некоторого количества Mg на Fe эта доля несколько уменьшится, и при $f = 50$ % она близка 12 %. При образовании пироксен-гранатовой породы простейшего состава количество выделяющегося кварца показано линией на рис. 3.

Следует особо подчеркнуть, что образование чермакитового компонента, который может входит в пироксен, не изменит количества выделившегося свободного SiO_2 по отношению к Al_2O_3, так как реакция $CaAl_2Si_2O_8 = CaAl_2SiO_6 + SiO_2$ также освобождает один атом Si на два атома Al, но количество выделяющегося свободного SiO_2 увеличится при том же отношении пироксена к гранату. Правда, это увеличение не может быть значительным, так как пироксены с существенным содержанием чермакитового компонента возможны лишь в породах, не содержащих свободного кремнезема.

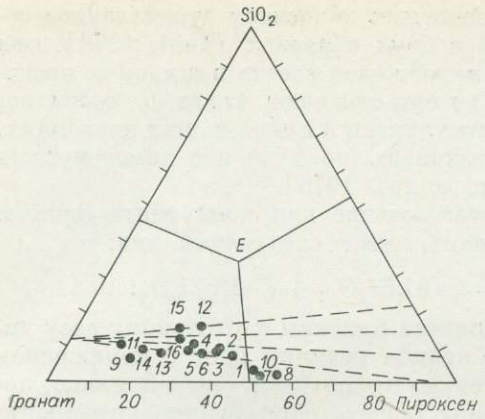


Рис. 3. Минеральный состав эклогитов, образовавшихся из различных базальтоидов (нумерацию см. в табл. 2—4).

Второй важнейшей реакцией при эклогитизации является $NaAlSi_3O_8 = NaAlSi_2O_6 + SiO_2$, в которой на один атом Al выделяется один атом Si. Для чистого альбита мы получим 78 вес.% жадеита и 22 вес.% коэсита (кварца). На рис. 3 даны соответствующие линии (пунктирные) свободного SiO_2 для 100, 50 и 30 % жадеита в пироксене.

Таким образом, повышенное содержание Na_2O (при отсутствии нефелина!) вдвое повышает количество выделившейся свободной кремнекислоты по отношению к содержанию глинозема в породе и значительно повышает количество выделившегося свободного SiO_2 по отношению к содержанию пироксена в эклогите.

Так как до давления порядка 100 кбар калиевый полевой шпат остается стабильной фазой и санидин уже найден как в виде включений в алмазах [Prinz, 1975; Соболев Н. В., устное сообщение], так и в коэситовом гроспидите, здесь не происходит никакой реакции и повышение содержания K_2O должно значительно понижать количество выделяющейся свободной кремнекислоты как относительно содержания Al_2O_3, так и в отношении общего весового содержания SiO_2 при эклогитизации основной породы.

К минералам, которые должны понижать количество свободной кремнекислоты, образующейся при эклогитизации, прежде всего относится оливин соответственно следующих реакций:

$$2MgSiO_3 + Mg_2SiO_4 + CaAl_2Si_2O_8 = CaMgSi_2O_6 + Mg_3Al_2Si_3O_{12},$$

или

$$Mg_2SiO_4 + CaAl_2Si_2O_8 = CaMg_2Al_2Si_3O_{12}.$$

Для безжелезистых составов 1 % SiO_2 при образовании граната компенсируется 2,5 % оливина (форстерита); при $f = 50$ % 1 % SiO_2 компенсируется 3 % оливина.

При реакции глубинной эклогитизации, несомненно, происходит восстановление Fe^{+3} и в первом приближении, особенно в анализах на микрозонде, принимается, что все Fe находится в виде Fe^{+2}. Поэтому присутствие в породе магнетита также заметно снижает количество выделяющейся свободной кремнекислоты по реакции

$$Fe_3O_4 + 3SiO_2 = 3FeSiO_3 + 0{,}5O_2,$$

т. е. 1 вес.% магнетита связывает 0,7 вес.% SiO_2 и эквивалентен содержанию в породе около 2 % магнезиального оливина. Поэтому содержание свободного кремнезема в эклогитах, образующихся за счет безоливиновых пород, будет лежать всегда несколько ниже линии, построенной на рис. 1 для реакции без оливина.

Указанное допущение о полном восстановлении железа при эклогитизации не совсем правильно, так как, во-первых, известны находки включений магнетита в алмазе [Harris, 1968; Prinz, 1975], а главное — при полном количественном анализе пироксенов и гранатов определялось некоторое содержание Fe^{+3}. Это может немного повлиять на баланс выделяемой свободной кремнекислоты. Образование магнетита или граната с Fe^{+3} в эклогитах повышает выделение свободного кремнезема, а Fe^{+3},

входящий в эгирин или чермакит, будет несколько повышать реальное количество эсколаитового компонента, т. е. растворимость SiO_2 в пироксене.

TiO_2 в эклогитах выделяется в виде рутила, а в основных породах входит в титаномагнетит, связывая железо. Поэтому повышение содержания титана также уменьшит выделение свободной кремнекислоты при эклогитизации. Количество ее будет понижаться, конечно, и другими недосыщенными минералами — нефелином, лейцитом, мелилитом. Но это относится лишь к редким породам и здесь может не рассматриваться.

После обсуждения баланса важнейших реакций, мы можем перейти к рассмотрению эклогитизации типичных базальтоидов. Нами пересчитаны средние составы по В. А. Кутолину [1972], а также толеит срединных океанических хребтов по Л. В. Дмитриеву [Дмитриев и др., 1976] и типичные базальты по Куно и Барту [Барт, 1965; Kuno, 1960]. Только для одного случая, а именно для щелочных оливиновых базальтов океанических островов [Кутолин, 1972], при пересчете получается отрицательное содержание кремнезема, т. е. при кристаллизации они дадут породу с очень небольшим (около 3 %) количеством оливина. Во всех остальных случаях содержание свободного кремнезема колеблется от 0,1 до 10 %.

Количество калишпата изменяется также в довольно широких пределах — от 1,4 % в океанических базальтах срединного хребта до 8 % в оливиновых базальтах континентов. Соответствующие точки нанесены на рис. 2, при этом так же, как и для пироксенов, здесь исключен весь Al, связанный с Na и K. Так как гранаты всегда более богаты железистым компонентом, чем пироксены, а коэффициент распределения непостоянен ($>0{,}2$), то пересчет сделан по схеме, которая ближе всего отвечает распределению катионов в природных минералах: а) Ca/(Ca + Fe + Mg) взято равным 45 мол.%, б) железистость пироксена принята равной 1/3 железистости породы.

Для сравнения с данными табл. 2 приводим состав граната и пироксена (в вес.%) из алмазоносного парагенезиса [Соболев В. С., 1976], пересчитанный с некоторым упрощением (см. табл. 1, № 9): г р а н а т ы: пироп — 26,8; альмандин — 41,5; гроссуляр — 31,7; п и р о к с е н ы: жадеит — 26,7; энстатит — 25,3; ферросилит — 13,3; волластонит — 34,7. Как мы видим, на рис. 2 большинство точек ложится на линию алмазоносного коэситового эклогита или ниже ее и, следовательно, здесь нельзя ожидать присутствия компонента Эскола. Количество жадеитового компонента в рассчитанном пироксене также обычно ниже 1/3 или во всяком случае 40 % (океанический толеит). Лишь в базальтах анадезитовой формации он превышает 60 %, т. е. здесь можно ожидать некоторое содержание эсколаита, что может несколько снизить количество выделенного кварца.

Таким образом, остается правильным вывод, что при эклогитизации обычных базальтов, в частности базальтов океанических хребтов, и при кристаллизации на больших глубинах магм соответствующего состава должны образоваться кварцевые или коэситовые эклогиты. За счет их плавления (см. рис. 1, *б*) может образоваться до 30 % андезит-дацитовой магмы. Однако если исходить в основном из базальтов океанических хребтов, содержание калия в этих породах будет явно недостаточно и необходим дополнительный привнос, а следовательно, и особая подвижность данного компонента в мантии, на что уже неоднократно обращалось внимание [Соболев В. С., 1976]. Количество K_2O в океанических толеитах близко к предельному содержанию ее в глубинных пироксенах, т. е. может быть объяснено исключительно частичным плавлением пиролита, не содержащего калиевых минералов (санидина или флогопита), без дополнительного привноса K_2O.

Если даже допустить 10—15 % $Ca_{0,5}AlSi_2O_6$ в пироксене эклогитов, что соответствует указанному особому случаю (см. табл. 1, № 7), или предположить наличие значительных количеств Fe^{+3} в пироксенах ассоциаций 9, 10 (см. табл. 1), что также повысит содержание компонента Эскола до 10—15 %, то, учитывая общее содержание пироксена в породах 1—6

Таблица 2

Расчетный минеральный состав эклогитов для типичных базальтов, %

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	10
Пироксены									
$NaAlSi_2O_8$	17,0	13,8	14,7	17,6	8,1	18,8	18,8	16,2	19,6
$MgSiO_3$	10,3	10,0	8,6	4,1	8,4	6,8	13,7	16,0	10,3
$FeSiO_3$	40,4	37,3	37,3	27,5	27,8	33,2	47,4	52,8	44,0
$FeSiO_3$	2,2	2,4	2,8	1,1	2,0	5,7	11,8	3,2	2,5
$CaSiO_3$	11,4	11,1	11,2	4,7	9,3	1,9	3,1	17,4	11,6
Гранаты									
$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	12,8	12,5	9,4	12,8	14,9	18,7	8,5	11,3	19,8
$Fe_2Al_2Si_3O_{12}$	21,5 50,1	23,5 50,3	25,2 49,2	22,2 55,7	25,6 60,0	17,3 56,2	15,4 42,8	22,4 39,2	13,2 41,7
$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	15,8	14,3	14,6	20,7	19,5	20,2	18,9	5,5	8,7
Кварц (коэсит)	6,4	8,3	7,3	9,8	9,6	7,3	0,2	1,8	2,8
Санидин	1,1	1,7	4,5	5,9	1,7	2,3	6,6	3,4	8,1
Рутил	1,5	2,4	1,5	1,0	0,7	0,8	1,7	2,8	2,3
Апатит	—	—	0,3	0,0	0,2	0,2	1,3	—	1,1

Примечание. 1 — толеиты срединного океанического хребта [Дмитриев, 1976]; 2 — толеиты океанических островов [Кутолин, 1972]; 3 — траппы древних платформ [Кутолин, 1972]; 4 — базальты андезитовой формации [Кутолин, 1972]; 5 — толеит [Kuno, 1960]; 6 — высокоглиноземистый базальт [Kuno, 1960]; 7 — щелочной оливиновый базальт [Kuno, 1960]; 8 — оливиновые базальты Гавайского архипелага [Барт 1965]; 10 — оливиновые базальты континентов [Кутолин, 1972].

(см. табл. 2), количество свободной кремнекислоты, выделившейся при эклогитизации, может уменьшиться лишь на 1—2 вес.%, что не изменит принципиальных положений.

ОБРАЗОВАНИЕ ДИСТЕНОВЫХ ЭКЛОГИТОВ И ГРОСПИДИТОВ

Как установлено при изучении дистеновых эклогитов и гроспидитов, образованию их будут благоприятствовать следующие условия; 1) повышение содержания в породе CaO и Al_2O_3, причем для гроспидитов точки состава должны лечь выше разделенной линии $Ca_{0,5}Mg_{0,5}$—Al, т. е. отношение Ca/(Ca + Mg + Fe) должно быть более 50 ат.%; 2) повышение содержания Na_2O; 3) понижение железистости (f = Fe/(Fe + Mg)). К этому классу, очевидно, относятся базальтоиды, особенно богатые плагиоклазом, и габбро-анортозиты (первые — несомненно, а вторые,— весьма вероятно, образовались в процессе кристаллизационной дифференциации). Примеры таких пород приведены в табл. 3 и 4, атомные соотношения составов также на рис. 2, а расчетный минеральный состав на рис. 3. За счет пород 9, 11 и 14, очевидно, должны образоваться дистеновые эклогиты. Дистен получается (кроме № 9) уже при пересчете анализов породы. Но реальное количество его, несомненно, будет больше за счет взаимодействия жадеитового пироксена и граната по правилу, установленному Н. В. Соболевым [1974; Sobolev N. V., 1968]: повышение содержания Na_2O в пироксене приводит к разложению части граната состава $Ca_{1,5}(Mg, Fe)_{1,5} \times Al_2Si_3O_{12}$ на пироксен и дистен с увеличением интервала разрыва смесимости гранатов.

В породах 9, 11 и 14 в гранате понизится содержание кальциевого компонента. Эта реакция идет с поглощением SiO_2, т. е. количество выделенного коэсита (кварца) должно уменьшиться, а при нехватке такового образуются чермакитовый компонент в пироксене и корунд. Уменьшение количества выделяемого кварца произойдет здесь и за счет выделяемого эсколаитового компонента.

Остальные породы, приведенные в табл. 4, ложатся выше эклогит-гроспидитового барьера, т. е. при высоких давлениях за их счет образуются гроспидиты. К ним относится все сказанное выше об образовании дополнительного дистена, но только в этом случае состав граната отодвигается в сторону гроссуляра. В табл. 4 приведен также расчет нормативного состава гроспидита из породы № 7 (см. табл. 1, № 16). Прямой расчет здесь не дает дистена, в то время как в действительности его содержание в породе равно 9 %, а нормативное содержание коэсита 11,6 % вместо 6 %. Для сравнения в табл. 4 приведен модальный состав коэситового гроспидита [Smyth, Hatton, 1977]. Отметим также, что при пересчете состава этого гроспидита, содержащего 6 % коэсита и только 28 % граната, по системе С. I. P. W. в нормативном составе получается 10 % оливина и даже 1 % нефелина.

Количество образующегося дистена прежде всего связано с процентным содержанием жадеита в расчетном составе и понижается с увеличением железистости породы. Сравнивая рассчитанные и фактические цифры для коэситового гроспидита с другими породами, приведенными в табл. 4, можно думать, что во всех случаях здесь должен остаться некоторый избыток свободного кремнезема, т. е. нигде не образуется корунд.

Дистеновые эклогиты и гроспидиты трубки Загадочная [Sobolev N. V., 1968] отличаются от рассмотренных выше пород более низким содержанием кремнезема и более высоким — глинозема. При расчете по системе С. I. P. W в их нормативном составе нередко присутствует корунд. Это может быть связано либо с частичным удалением из этих пород легкоплавкой части, либо с тем, что они образовались за счет габбро-анортозитов более основного типа, содержащих шпинель. В пользу второго предполо-

Таблица 3

Примеры основных пород, переходящих в процессе эклогитизации в дистеновые эклогиты

Компонент	9	11	12	13	14	15	16
SiO_2	47,2 / 786	48,56 / 808	53,62 / 892	48,67 / 810	50,71 / 844	51,25 / 853	52,69 / 877
TiO_2	1,7 / 21	0,63 / 8	0,67 / 8	0,49 / 6	0,45 / 6	0,42 / 5	0,09 / 1
Al_2O_3	21,22 / 208	22,02 / 216	21,98 / 216	24,98 / 245	22,94 / 226	24,31 / 238	21,43 / 210
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	0,04
Fe_2O_3	—	2,11 / 13	2,83 / 18	1,37 / 9	1,06 / 7	2,31 / 14	—
FeO	7,7 / 107	6,64 / 92	2,22 / 31	5,28 / 74	4,86 / 68	3,51 / 49	3,76 / 52
MnO	0,2 / 3	0,12 / 2	0,13 / 2	0,16 / 2	0,09 / 1	0,08 / 1	0,08 / 1
MgO	6,0 / 149	4,3 / 107	2,93 / 73	3,46 / 86	5,55 / 138	2,71 / 67	5,62 / 139
CaO	13,0 / 232	12,69 / 226	9,44 / 168	11,65 / 208	10,40 / 185	10,66 / 190	11,77 / 210
Na_2O	2,6 / 42	1,97 / 32	4,52 / 74	3,13 / 51	2,95 / 48	3,20 / 52	4,08 / 66
K_2O	0,4 / 4	0,73 / 8	1,65 / 18	0,82 / 9	0,97 / 10	0,43 / 5	0,24 / 2
P_2O_5	—	0,21 / 2	—	—	—	0,13 / 1	0,01 / 1

Примечание. 9 — высокоглиноземистый базальт [Engel A. E., Engel C. G., 1964]; 11 — порфировидный диабаз с р. Нижняя Тунгуска (В. С. Соболев); 12 — мегаплагиофир Ключевской группы вулканов по Ермакову [Шарков, 1974]; 13 — средний состав пород зон закалки Колвицкой интрузии [Шарков, 1974]; 14 — средневзвешенный состав Колвицкого массива [Шарков, 1974]; 15 — габбро-норит-анортозиты Латвии (среднее из 18 анализов) [Биркес, Богатиков, 1974]; 16 — коэситовый гроспидит [Smyth, Hatton, 1977]. В числителе — вес. %, в знаменателе — мол. кол-во. Все анализы пересчитаны на 100 % без H_2O и п. п. п.

жения свидетельствует присутствие в этих породах прослоек, обогащенных хромом [Соболев В. С., 1974; Sobolev N. V., 1968].

Все фигуративные точки на рис. 2 для гроспидитов, образующихся из обычных основных пород, должны ложиться ниже линии $Ca_{0,5}Mg_{0,5}$—$Ca_{1/3}Al_{2/3}$, которая соответствует составам диопсид — анортит для низких давлений. Имеющиеся анализы гроспидитов [Sobolev N. V., 1968] удовлетворяют этому условию, однако приведенные в этой работе данные по составу пород не вполне надежны, так как пироксены в них нередко сильно изменены, в связи с чем фигуративные точки некоторых составов на рис. 2 ложатся ниже гроспидитового раздела.

Для того чтобы получить представление об эклогитовом барьере при образовании гроспидитов, рассмотрим породу, в которой установлен наиболее богатый кальциевым компонентом гранит — 3г-119 [Соболев Н. В., 1974].

Пересчет пироксена на эклогитовый состав дает: жадеит — 64,3 %, гранат — 22,8 (пироп — 5,2, альмандин — 1,2, гроссуляр — 16,3), кварц — 10,9, корунд — 1,1, рутил — 0,2 %. Соответствующая точка нанесена на рис. 4. Линия, соединяющая точки пироксена и граната, будет здесь эклогитовым барьером при нулевом содержании дистена, а пунктирная линия даст предельное содержание кварца в породах при отсут-

Таблица 4

Расчетный минеральный состав для пород ряда дистеновых эклогитов — гроспидитов

Минерал	9	11	12	13	14	15	16	17
Пироксены								
$NaAlSi_2O_8$	17,2	12,9	28,6	20,2	17,5	21,2	26,9	56
$MgSiO_3$	0,4 \} 18,0	— \} 12,9	— \} 28,6	— \} 20,2	— \} 17,5	— \} 21,2	— \} 26,9	
$CaSiO_3$	0,4	—	—	—	—	—	—	
Гранаты								
$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	19,4	15,0	9,8	11,7	18,4	9,0	18,9	
$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	18,5 \} 72,0	20,1 \} 67,9	11,2 \} 46,9	15,5 \} 58,2	13,2 \} 61,6	13,3 \} 50,7	8,3 \} 59,0	28
$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	34,1	32,8	25,9	31,0	30,0	28,4	31,8	
Дистен (Al_2OSiO_4)	—	4,5	4,9	9,4	6,3	11,5	1,3	9
Кварц (коэсит)	5,9	9,2	11,8	7,2	8,1	13,0	11,6	6
Санидин	2,4	4,2	7,1	4,5	6,0	2,5	1,1	0,6
Рутил	1,7	0,6	0,7	0,5	0,5	0,6	0,1	—
Апатит	—	0,7	—	—	—	0,5	—	—

Примечание. Номера пород см. в прим. к табл. 3; 16а — модальный состав коэситового гроспидита [Smyth, Hatton, 1977].

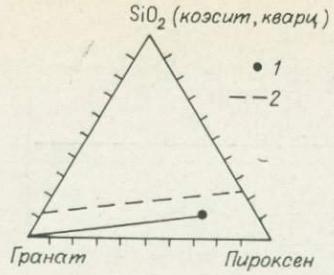


Рис. 4. Сдвиг эклогитового барьера в гроспидите [Соболев Н. В., 1974].

1 — состав пироксена из гроспидита; *2* — состав безоливиновых толеитов (при нулевом количестве дистена в породах).

ствии недосыщенных минералов (оливина и магнетита). Действительное количество кварца будет меньше за счет дистена. Каждые 3 % дистена эквивалентны примерно 1 % кварца.

ВЫВОДЫ

1. В природе значительное содержание эсколаитового компонента (до 24 %) встречается лишь в пироксенах с высоким содержанием жадеита в редких породах — гроспидитах и дистеновых эклогитах.

2. В типичных парагенезисах коэситового эклогита, установленного в алмазах [Соболев Н. В., 1976], эсколаитовый компонент в пироксене отсутствует.

3. При эклогитизации типичных базальтоидов, в частности базальтов срединно-океанических хребтов, должны образоваться кварцевые или коэситовые эклогиты без заметного сдвига эклогитового барьера, предполагаемого авторами экспериментальных работ.

4. Находка коэситовых эклогитов в мантии независимо от пути образования (эклогитизация погруженных базальтов коры или застывание богатых водой выплавок на большой глубине) имеет важнейшее значение для суждения об образовании глубинных магм и о термическом режиме мантии.

5. Образование редких пород типа дистеновых эклогитов и гроспидитов может происходить за счет перекристаллизации в условиях больших давлений пород габбро-анортозитового ряда или базальтоидов, обогащенных вкрапленниками плагиоклаза.

6. Глубинные эклогиты и гроспидиты без коэсита, по-видимому, представляют собой реститы (после удаления легкоплавкой части породы) или, возможно, в некоторых случаях — продукты эклогитизации богатых оливином базальтоидов (см. табл. 2, № 7, 8, 10).

ПРЕДИСЛОВИЕ В КНИГЕ «ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ»

(Сборник научных трудов, ИГиГ СО АН СССР, 1981)

В области развития петрологии магматических и метаморфических пород в текущем пятилетии достигнуты большие успехи. Не задаваясь целью сделать полный обзор представленного материала, остановимся на нескольких основных моментах.

Прежде всего это выход из печати «Карты метаморфизма Азии», составленной по Международной программе и подготовленной в предыдущем пятилетии, а также монографии «Метаморфические комплексы Азии» [1977], являющейся, по существу, расширенной объяснительной запиской к карте, содержание которой было освещено в сборнике «Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии». В настоящее время готовится анг-

лийское издание монографии «Метаморфические комплексы Азии», что должно повысить интерес зарубежных ученых к данной работе.

Большие успехи были достигнуты в изучении пород верхней мантии по минералам-включениям в алмазах и ксенолитам в кимберлитах. Наш приоритет в этом направлении признан в ряде зарубежных стран. Здесь следует подчеркнуть находки и описание ксенолитов алмазоносных гипербазитов и первое описание парагенезиса коэситовых эклогитов (в алмазах), что позволяет утверждать, что температура верхней мантии в это время была на 300 °С ниже ликвидуса гипербазитов и, таким образом, отсутствовала настоящая астеносфера с существенным содержанием расплава.

Не меньшее значение имеет вывод о происхождении хотя бы части алмазоносных эклогитов за счет погруженных блоков базальтовой коры с захваченным органогенным углеродом. Этот вывод непосредственно вытекает из изотопного анализа большого количества алмазов со строго определенным минералогическим парагенезисом. Доклад об этом открытии был представлен на Международном геологическом конгрессе в Париже.

Очень большое значение имеет внедрение в производство ранее разработанных методов прямых поисков алмазов по минералам-спутникам [Соболев Н. В. и др., 1980].

Совместно с ГЕОХИ проведена интерпретация экспериментальных данных по растворимости избыточного SiO_2 в пироксенах больших давлений (так называемый компонент Эскола), полученных в Институте экспериментальной минералогии. Данные по природным парагенезисам показывают, что такая растворимость имеет гораздо меньшее значение, чем предполагалось авторами экспериментов, и она должна понижаться как при уменьшении содержания CaO, так и от точки образования коэсита в область высоких давлений. Это в дальнейшем было подтверждено и авторами экспериментов. Подтверждено, что при глубинном метаморфизме базальтов толеитового типа должны получаться коэситовые эклогиты, а также выделена группа высокоглиноземистых (обогащенных плагиоклазом) базальтоидов, глубинный метаморфизм которых должен приводить к образованию гроспидитов.

Закончена и опубликована «Карта метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области» и связанная с ней монография. Выделение ряда комплексов позволило наметить новые перспективы в отношении метаморфических пород, богатых глиноземом. Разработан принцип выделения метаморфических формаций и метаморфогенных отложений, и составлены карты этих формаций для ряда регионов Сибири.

Широко используются в обработке термодинамической и статистической информации ЭВМ, для которых разработан ряд программ, в результате чего выявлены геохимические и петрохимические особенности типовых формаций. Особое значение придавалось исследованию офиолитов, глаукофановых сланцев, а также связанным с ними месторождениям асбеста и золота.

Построены математические модели глубинных магматических и метаморфических процессов и предложена общая модель формирования Земли в подвижных поясах.

Исследована динамика термического «разрушения» нефтяных залежей под действием тепла магматических интрузий, рассчитаны максимальные размеры области, где в породах осуществлялись деструктивные преобразования нефти.

Построены новые типы многопучковых *PT*-диаграмм для метапелитов. Учет содержания марганца, имеющего особенно большое значение при образовании граната, позволил избежать противоречий между минералогическими наблюдениями и ранее существовавшими диаграммами. Интересные результаты получены при построении модели мигматитообразования с допущением значительных локальных градиентов фугитивности воды, причем по-новому сформулирован вывод о изохимичном характере мигматитообразования. Проведены интересные исследования по геохи-

мии ряда метаморфических комплексов Сибири и юга Средней Азии с выявлением трех главных типов распределения микроэлементов. В отличие от породообразующих компонентов наблюдается значительное перераспределение микрокомпонентов, обусловленное в основном движением флюидов.

Закончена и опубликована монография по парагенетическим типам биотитов магматических пород. Обработка большого полученного материала позволила прийти к построению нового типа диаграмм, на которых одновременно показана роль глиноземистости и железистости биотитов, что позволило выявить интересные закономерности изменения состава биотита в нескольких рядах магматических и отчасти метаморфических пород.

Впервые в СССР проведены исследования влияния термообработки на реальные структуры кварца и показаны типы изменений дефектов кристаллической структуры. Разработаны и защищены авторскими свидетельствами новые способы динамической кристаллизации минералов в жидких средах.

Большие достижения получены при изучении расплавных включений как в субвулканических, так и в интрузивных породах и пегматитах. Эти вопросы освещены в сборнике «Термобарогеохимические исследования» [1981]. Здесь лишь отметим, что хорошо доказаны случаи кипения пегматитовых расплавов, показан весьма широкий температурный интервал кристаллизации пегматитовых срастаний, начиная от 1000 °С (сухая эвтектика) до весьма низких температур, приводящих к магматической кристаллизации тригонального кварца; доказана магматическая кристаллизация пегматоидных зон. Впервые для полнокристаллизованных включений удалось точно определить наличие воды в них и получены многие другие важные выводы. Важное значение имеет также нахождение силикатных раскристаллизованных включений в доломите и кальците карбонатитов.

Наконец, изучение расплавных включений вместе с другими признаками позволило по-новому поставить проблему распространения смешения магм различного состава, что непосредственно доказано на ряде изученных примеров и должно быть одной из ведущих проблем исследований на ближайшую пятилетку.

ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА*

(Доклады АН СССР, 1974, т. 218, № 6)

При исследовании гипербазитовых обособлений из вулканитов Авачинской сопки нами было выявлено широкое распространение в них двух- и многофазных включений, главной фазой которых является жидкая вода. Такие включения не были известны в минералах гипербазитовых нодулей в базальтах и кимберлитах, изученных Э. Роддером и Ж.-К. Лезье [Roedder, 1965; Lézier, 1966; Масуренков, Селянгин, 1969].

Изучавшиеся нами нодули гипербазитов встречаются в пирокластике и реже в других породах вулкана наряду с ксенолитами пород габбро-диоритового ряда [Масуренков и др., 1969; Скрипко, Гребзды, 1969; Щека и др., 1970]. Обращают на себя внимание исключительная свежесть гипербазитов и полное отсутствие серпентина. Примечательно также отсутствие не только эклогитов, гранатовых перидотитов, но и классических лерцолитовых нодулей с зеленым хромдиопсидом, столь характерных для не-

* Совместно с И. Т. Бакуменко.

которых щелочных базальтоидов и связываемых с глубинными (мантийными) источниками.

Большинство «авачинских» обособлений гипербазитового состава сложено зернами маложелезистых оливина и ортопироксена (железистость колеблется около 8—10 %), и всегда присутствует небольшое количество клинопироксена — диопсида. Поэтому в парагенетическом отношении эти породы являются лерцолитами, хотя по химическому составу они ближе к гарцбургитам и дунитам. Из других минералов можно отметить хромшпинель в виде единичных зерен и многочисленных мельчайших включений в оливине, а также паргаситовую роговую обманку, иногда хромистую [Щека С. А., Щека Ж. А., 1973], которая вторично развивается по минералам гипербазитов. Интересны также реакционные каемки фенокристаллов бурой роговой обманки вокруг ксенолитов, в то время как внутри ксенолитов иногда развиваются реакционная каемка и прожилки ортопироксена.

Реже встречаются верлиты, оливиновые и роговообманковые диопсидиты и другие гипербазиты [Щека и др., 1970; Щека С. А., Щека Ж. А., 1973].

Имеющиеся в настоящее время геологические, минералогические и петрохимические данные, касающиеся гипербазитовых ксенолитов Авачи и других вулканов Восточной вулканической зоны Камчатки [Масуренков и др., 1969; Щека и др., 1970; Щека С. А., Щека Ж. А., 1973; Масуренков, 1970], указывают на четкую корреляцию химизма и других особенностей минералов и пород ксенолитов с минералами и породами соседних интрузий дунит-гарцбургитовой формации (последние входят в несколько более широкий пояс, пространственно совпадающий с расположением Восточной вулканической зоны). Поэтому наиболее вероятным источником ксенолитов является неэрродированное интрузивное тело серпентинизированных гипербазитов, залегающее неглубоко в фундаменте Авачинского вулкана.

Прямым подтверждением этого, по мнению Ю. П. Масуренкова [1970], являются также данные Г. С. Штейнберга и М. И. Зубина [1963], зафиксировавших под вулканом положительную гравитационную аномалию, вызванную телом с плотностью 2,95—3,2 г/см^3. Вероятная глубина залегания кровли этого тела по отношению к гипсометрическим отметкам вулкана 3—5 км (1,5 км под уровнем океана).

В пользу связи ксенолитов с гипотетическими неэродированными интрузиями гипербазитов свидетельствует и более древний возраст ксенолитов (100 млн лет), установленный К. А. Скрипко, А. И. Фарберовым и Л. Л. Шаниным [Масуренков и др., 1969], хорошо согласующийся с возрастом пород фундамента и верхнемеловым возрастом близлежащих интрузий серпентинизированных перидотитов.

Изучение включений в минералах ксенолитов дает прямое подтверждение и новые доказательства подобного захвата ксенолитов серпентинизированных, а затем десерпентинизируемых пород.

В минералах ксенолитов присутствуют газово-жидкие, газовые, стекловатые, кристаллические и разные типы комбинированных включений, близких по времени образования и связанных с воздействием расплава, захватившего ксенолиты.

Г а з о в о-ж и д к и е включения по аналогии с описаниями Э. Роддера, Ж.-К. Лезье и др. сначала были приняты нами за включения с жидкой CO_2. Однако первые же опыты по гомогенизации, замораживанию и вскрытию в инертной среде показали, что включения являются существенно водными. В ортопироксене газово-жидкие включения обычно удлинены вдоль оси z и уплощены параллельно спайности, хотя встречаются трубчатые и изометричные включения. В благоприятно ориентированных плоских включениях хорошо наблюдаются границы фаз.

Газово-жидкие включения в оливине, в отличие от ортопироксена, обычно имеют изометричную форму. Вследствие явления полного внут-

реннего отражения включения часто выглядят как существенно «газовые». Однако в сходящемся свете четко наблюдается кайма жидкой фазы. Различия в морфологии включений в оливине и в ортопироксене создают иллюзию, что плотность объемных включений в оливине ниже, чем плотность плоских — в пироксене, так как площадь «контуров» жидкой фазы включений в оливине действительно ниже. Объемные же соотношения фаз одинаковы, о чем свидетельствуют одинаковые температуры их гомогенизации. Поверхность включений в оливине тонко скульптирована, благодаря чему некоторые из них по рельефу напоминают «раскристаллизованные» включения. Но наблюдения в скрещенных николях не позволяют сделать и этой ошибки. Наконец, опыты по гомогенизации позволяют легко отличить эти включения от стекловатых и двухфазовых включений с жидкой углекислотой, столь распространенных в минералах обычных гипербазитовых нодулей [Roedder, 1965], вынесенных на поверхность расплавами щелочных базальтов.

Абсолютное большинство газово-жидких включений в оливине и ортопироксене «авачинских» ксенолитов гомогенизируется в жидкую фазу при температуре около 340 °С (335—375 °С). Это сразу же показывает, что они не являются ни включениями типа «жидкая CO_2 + газ», ни стекловатыми. О том, что включения не являются включениями типа «жидкая CO_2 + вода (водный раствор)», косвенно свидетельствует тот факт, что при нагревании удается гомогенизировать все включения, в то время как для «двужидких» включений характерен высокий процент взрываемости. Это наблюдение было подтверждено двумя прямыми методами: замораживанием и вскрытием в инертной среде. Охлаждение включений, даже после замерзания фазы водного раствора, не приводит к гетерогенизации «внутренней» (газовой) фазы. Температура же замерзания «внешней» фазы говорит о том, что это действительно водный раствор, а не жидкая CO_2 (точка замерзания близка к 0 °С). Сохраняющаяся при этом гомогенность «внутренней» фазы говорит о ее малой плотности (газ!). О низкой плотности газовой фазы свидетельствует и незначительное (до 6-кратного) увеличение объема газовой фазы при вскрытии включений. Таким образом, не остается никаких сомнений в том, что рассматриваемые включения относятся к типу «вода (раствор) + газ». В составе газовой фазы, судя по анализам, выполненным А. А. Шугуровой, преобладает CO_2 (выше 90 %). Но в валовом составе включений абсолютно преобладает вода.

Во многих газово-жидких включениях присутствует сильно анизотропная кристаллическая фаза, не растворяющаяся при нагревании включений (диопсид?). Здесь же подчеркнем, что в оливине и в ортопироксене все включения являются вторичными, хотя трубчатые включения в ортопироксене можно ошибочно принять за первичные. Газово-жидкие включения иногда сопровождаются вторичным диопсидом, развивающимся вокруг них или самостоятельно по тем же трещинам. В то же время серпентинизация даже в микромасштабах здесь не проявляется.

С газово-жидкими включениями тесно связаны некоторые типы к р и с т а л л и ч е с к и х включений в оливине и ортопироксене. В раннем оливине встречаются включения хромшпинели. Мельчайшие закономерно ориентированные включения веретеновидной формы равномерно рассеяны по всему зерну оливина. К поверхности включений нередко прикреплены сингенетичные «газовые» фазы в виде точек (каймы жидкой фазы не наблюдались из-за малых размеров). Наблюдаются переходы веретреновидных включений к включениям второго типа, приуроченность которых к трещинам очевидна. Они более крупны, имеют пластинчатую, нередко дендритовидную форму. Между ветвями дендритов нередко развит бесцветный минерал (паргасит?) и обычно присоединяются «газовые» фазы. В наиболее крупных включениях вокруг этих газовых фаз четко видны каемки жидкости, причем объемные соотношения их не отличаются от соотношений фаз в «водных» газово-жидких включениях. Поэтому развитие веретеновидных и пластинчатых включений хромшпинели, по-ви-

димому, сингенетично с процессами формирования газово-жидких включений и обусловлено распадом первичных оливиновых твердых растворов.

Для многих зерен ортопироксена характерны тонкопластинчатые эпитаксические вростки диопсида, напоминающие системы полисинтетических двойников. Эти прорастания образовались в результате распада твердого раствора высокотемпературного ортопироксена. Интересно, что в местах, где указанные двупироксеновые прорастания секутся вторичными зонами с газово-жидкими включениями, вростки диопсида нередко исчезают, что косвенно говорит о синхронности этих процессов.

Наконец, упомянем о наличии в минералах ксенолитов вторичных р а с п л а в н ы х включений, которые здесь были отмечены и другими исследователями [Масуренков, Селянгин, 1969]. В ортопироксене удавалось гомогенизировать такие стекловатые (!) включения при 1210 °С и выше. Раскристаллизованные включения отсутствуют. Несомненна связь стекловатых включений с процессами транспортировки ксенолитов андезитовым расплавом при извержении вулкана.

Поздние стекловатые включения нередко содержат аномально большие газовые фазы и наблюдаются совместно с сингенетичными «газовыми» включениями в пределах одной и той же залеченной трещины. Эти включения нами связываются с разгерметизацией (до выброса ксенолитов) и перераспределением вещества более ранних газово-жидких включений в пределах заполняющихся расплавом лавообразованных трещин, а не с захватом вскипевшего расплава, так как в фенокристаллах такие комбинированные включения не встречены.

Таким образом, все рассмотренные включения обусловлены термическим или вещественным воздействием лав Авачинского вулкана на ксенолиты, и приведенные данные позволяют перейти к вопросу о возникновении наиболее проблематичных включений — с фазой воды. Совершенно очевидно, что источником воды не мог быть расплав, транспортировавший ксенолиты, так как насыщенный водой расплав был бы существенно более низкотемпературным (при указанных температурах водное давление во включениях достигало 7—8 кбар) и признаки кипения немедленно фиксировались бы появлением в фенокристаллах комбинированных и газово-жидких включений, подобных рассмотренным выше. По этой же причине исключается и более поздняя гидротермальная или фумарольная переработка, тем более, что породы исключительно свежи. Поэтому единственным источником воды могут быть процессы полной десерпентинизации самих ксенолитов, захватываемых лавой. Термическое воздействие лав на ксенолиты фиксируется разными типами включений, а о минералогических признаках процессов десерпентинизации, выражающихся в развитии более магнезиального оливина в роговиках, прожилков ортопироксена и других новообразований, говорится в [Щека и др., 1970; Щека С. А., Щека Ж. А.,1973]. Кстати, оливинизация и прочие вторичные изменения серпентина при различных термических воздействиях неоднократно отмечались в гипербазитах [Леснов, 1972] и воспроизводились экспериментально [Becker, 1881].

Последний вопрос связан с выяснением причин, обусловивших герметичность водных включений, несмотря на прогрев ксенолитов транспортирующей лавой вулкана. Выше говорилось о высоком (7—8 кбар) давлении во включениях при температуре лав. Такое же внешнее противодавление, создаваемое андезитовым расплавом, невозможно даже при ранней кристаллизации вкрапленников (совместная кристаллизация оливина и плагиоклаза). При глубине захвата ксенолитов 5 км давление оценивается в 1,5 кбар; к моменту извержения давление было во много раз ниже, а температура во всяком случае выше 1000 °С. Казалось бы, включения с водой, развивающей при перегреве столь высокое давление, не встречая внешнего сопротивления, должны были бы разгерметизироваться и подвергнуться перенаполнению. Однако этого не происходит. Уход воды наблюдается лишь в небольших масштабах (появление каемок роговой обманки, нали-

чие комбинированных «газовых» и стекловатых включений). Причина такой стойкости включений нами связывается с особым автоклавным эффектом, вызванным высокой прочностью минералов ксенолитов при этих температурах, который противодействует развиваемому во включениях давлению.

Таким образом, изучение включений подтверждает гипотезу о ксеногенном захвате обломков серпентинизированных гипербазитов из интрузий, залегающих на относительно небольших глубинах в фундаменте вулкана. Поэтому отпадает противоречие, связанное с появлением нехарактерных ультраосновных нодулей в андезитобазальтах и андезитах. Впервые показано проявление автоклавного эффекта при термическом воздействии расплавов на небольшие ксенолиты. Это представляет теоретический интерес, так как, видимо, позволяет делать экстраполяции о возможном существенном повышении внутреннего давления в значительно больших масштабах в метаморфических процессах [Добрецов и др., 1970]. Кроме того, можно рекомендовать поиски подобных включений в случаях, когда предполагаются явления десерпентинизации пород.

ТИТАНИСТЫЕ АМФИБОЛЫ ФЕНОКРИСТОВ, КСЕНОКРИСТОВ И КСЕНОЛИТОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД *

(Доклады АН СССР, 1977, т. 233, № 2)

Представляется интересным привести характеристику парагенетических типов титанистых амфиболов из нодулей ультрабазитов, мега- и ксенокристов в щелочных базальтах и сравнить их, во-первых, с амфиболами изверженных и метаморфических пород и, во-вторых, с вкрапленниками амфиболвмещающих вулканических пород. Последнее, по-видимому, может помочь в решении дискуссионной проблемы относительно природы этих нодулей, т. е. их ксеногенного или кумулятивного происхождения.

Эмпирическая кривая распределения содержания Ti в амфиболах глубинных пород позволяет выделить роговые обманки с количеством Ti до 0,3 атомов в кристаллохимической формуле, что примерно соответствует 2,5 вес. % TiO_2.

Среди ранее рассмотренных амфиболов [Kostyuk, Sobolev V. S., 1969; Костюк, 1970] только в роговых обманках из гранитов и гранитогнейсов содержание титана поднимается до указанного значения. Амфиболы с Ti, более 0,3 формульных единиц (ф. е.), дают распределение с выраженным минимумом в области 0,55—0,57 ф. е. (~ 5вес. % TiO_2); амфиболы с Ti более 0,75—0,80 ф. е. (6,5—7 вес. % TiO_2) весьма редки (рис. 1).

Осредненная кристаллохимическая формула титанистых амфиболов отражает их обособленное положение относительно выделенных типов амфиболов метаморфических и интрузивных пород не только по содержанию титана (рис. 2 и 3). Общая выборка (тип IV) амфиболов из нодулей, ксено- и мегакристов ультрабазитов, с колебанием Ti от 0,3 до 0,8 ф. е. по содержанию суммы щелочей, равной единице, перекрывается только с каринтинами метаморфических эклогитов (тип 6), с роговыми обманками из пород, связанных с глаукофановыми сланцами (тип 7), и паргаситами из карбонатных пород (тип 2). Не различаясь по общему Al с типами 2,5 и 6, высокотитанистые амфиболы типа IV располагаются значительно выше по их Al^{IV}.

---

* Совместно с Е. А. Костюк.

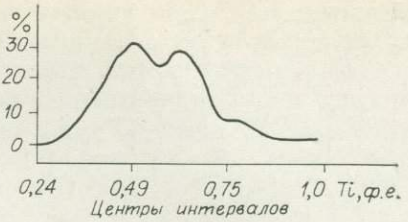


Рис. 1. Эмпирическая кривая распределения Ti для роговых обманок с Ti>3,3 ф.е. (N = 138) из нодулей, мегакристов, а также из интрузивных, эффузивных и дайковых пород.

Частоты даны для интервалов с размерностью 0,10.

График распределения содержания титана в амфиболах из нодулей ультрабазитов в нормальных и щелочных базальтах позволяет разграничить эти амфиболы по содержанию Ti:ниже 0,3 ф. е. и выше этого значения. Более титанистые амфиболы (тип V) оказываются более щелочными и с более высоким содержанием Al^{IV}, чем роговые обманки с Ti< < 0,3 ф. е. (тип IX) из тех же пород. Однако последние по Al^{IV} располагаются выше среднего значения для роговых обманок гранулитовой фации (тип I) при равенстве суммы щелочей, что указывает на более высокую температуру кристаллизации амфиболов из нодулей.

При сравнении с габбро (тип III) вышеуказанные амфиболы, как и амфиболы общей выборки (тип IV), показывают значимо большее содержание не только титана, но и суммы щелочей и Al^{IV}. В то же время титанистые роговые обманки габбро (тип XI) значимо отличаются от низкотитанистых (тип III) из тех же пород, располагаясь по сумме щелочей вместе с амфиболами нодулей и мегакристов, а по содержанию Al^{IV} — вместе с роговыми обманками гранитогнейсов (тип 3_3).

Рассматривая парагенетические типы титанистых амфиболов в целом, следует отметить их довольно близкое расположение друг к другу, особенно по сумме щелочей, где крайние положения занимают тип

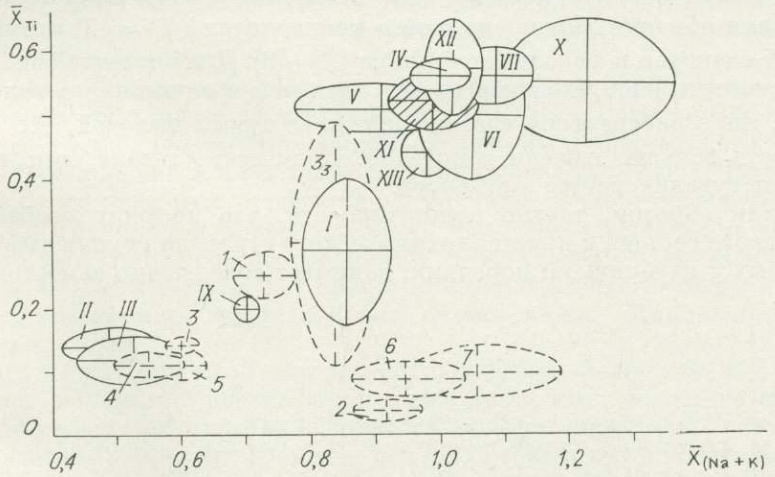


Рис. 2. График зависимости среднего содержания $(\bar{X})_{Ti} - \bar{X}_{(Na+K)}$ в роговых обманках осредненных типов.

1 — из пород гранулитовой фации; *2* — паргаситы из карбонатных пород; *3* — из пород амфиболитовой фации без гиперстена, исключая гранитогнейсы; 3_3 — из гранитогнейсов; *4* —из пород эпидот-амфиболитовой фации; *5* — из дистенсодержащих пород, исключая тип *5а*; *5а* — роговые обманки в ассоциации с дистеном; *6* — каринтины из пород эклогитовой фации; *7* — роговые обманки из пород, связанных с глаукофановыми сланцами. *1—7* — по данным Е. А. Костюк [1970].

I — роговые обманки из гранитов (n=16); II — из диоритов, гранодиоритов и кварцевых диоритов (n=22); III — из габбро (Ti<0,3 ф. е., n=20); IV — из нодулей, мегакристов и ксенокристов в основных и ультраосновных породах(Ti> 0,3 ф. е., общая выборка, n=69); V — из нодулей ультрабазитов в базальтах и щелочных базальтах (Ti>0,3 ф. е., n=15);VI — из нодулей сиенита в фонолитовой дайке (Ti>0,3 ф. е., n=9); VII — мега- и ксенокристы в базальтах (Ti> 0,3 ф. е., n=16); VIII — из ксенолитов в базанитах (n=7); IX — из нодулей основных пород в базальтах и щелочных базальтах (Ti> 0,3 ф. е., n=16); X — вкрапленники или фенокристы в базальтах (Ti<0,3 ф. е., n=11); XI — роговые обманки из габбро (Ti>0,3 ф. е., n=9); XII — из ультраосновных пород (Ti>0,3 ф. е., n=15); XIII — вкрапленники в камптонитах (Ti>0,3 ф. е., n=15); n — количество анализов.

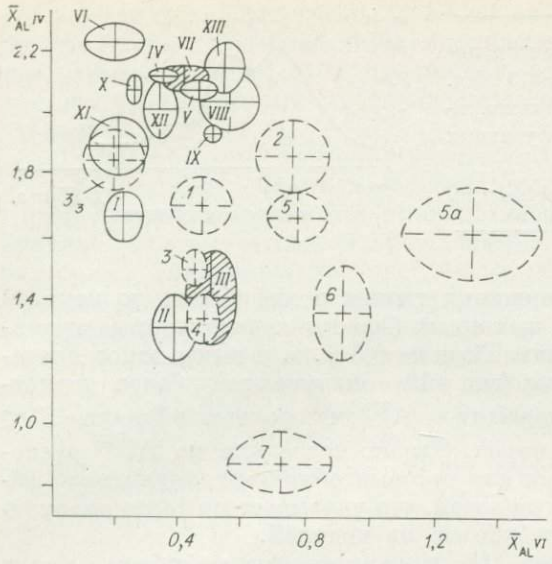


Рис. 3. Соотношение средних содержаний Al^{IV}— Al^{VI} в роговых обманках. Наименования выделенных типов те же, что на рис. 2.

V (амфиболы нодулей ультраосновных пород в базальтах) и тип X (титанистые баркевикиты вкрапленников или фенокристов в базальтах). Остальные выделенные типы находятся между ними или приближаются к тому или иному типу; по количеству щелочей все они близки к единице. Колебания суммы Na + K для отдельных анализов Ti-амфиболов отражают диапазон 0,8 — 1,35 ф. е. Содержание Ti, как было отмечено, колеблется в пределах 0,3—0,8 ф. е. Не отличаясь от большинства иных типов амфиболов из метаморфических и изверженных пород по Al^{IV}, титанистые роговые обманки группируются обособленно от них по повышенному содержанию Al^{IV} (см. рис. 3). Объясняется это заметной недонасыщенностью амфиболов из ультрабазитов и ксенокристов кремнеземом, а также условиями кристаллизации.

Вырисовывается достаточно отчетливая обособленность Ti-амфиболов рассматриваемых групп по железистости (рис. 4), среднее значение которой ($\bar{X}$) колеблется в пределах 30—40 %. Более железистыми оказываются роговые обманки вкрапленников в камптонитах ($\bar{X}$ = 43) и амфиболы нодулей сиенитов в фонолитовой дайке ($\bar{X}$=49). Для последней небезынтересно отметить распределение титана, щелочей и алюминия в зональных зернах, где в центральной части содержание суммы щелочей, Al^{IV} и железистость больше, нежели в краевой. Количество титана, как и Al^{IV}, наоборот, увеличивается от центра.

Таким образом, можно констатировать, что по ряду особенностей химического состава и кристаллохимического строения группа амфиболов, связанных с глубинными породами, занимает совершенно самостоятельно

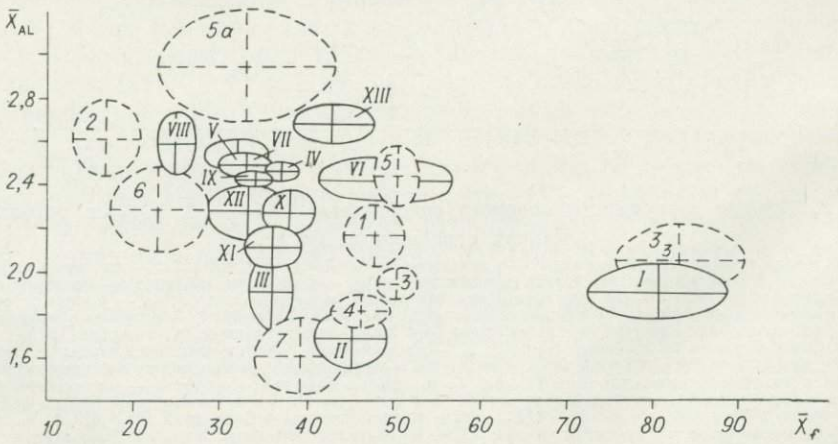


Рис. 4. Соотношение средних содержаний Al — f в роговых обманках. Наименование выделенных типов то же, что на рис. 2.

место среди амфиболов всех иных парагенетических типов. Все это позволяет нам рассматривать титанистые амфиболы как вполне обособленную в генетическом отношении группу. В глубинных ультрабазитах амфиболы должны иметь весьма высокую температуру кристаллизации, о чем свидетельствует резкоповышенное содержание в них титана и Al^{IV}, и обычно первично-магматическую природу.

НОВАЯ ОПАСНОСТЬ ДЕЗИНФОРМАЦИИ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЗАСОРЕНИЯ ПРОБ ПОСТОРОННИМИ МИНЕРАЛАМИ И ТЕХНИЧЕСКИМИ ПРОДУКТАМИ

(Записки ВМО, 1979, ч. CVIII, вып. 6)

При изучении коренных источников алмазов автор столкнулся с большим числом малодостоверных описаний находок алмаза в самых различных породах [Соболев В. С., 1951]: гальках порфиритов [Harger, 1910], базальтах [David, 1907], вулканических бомбах с анортитом [Gisolf, 1923], гипербазитах, хромитовых рудах [Camsell, 1913] и др. Эти описания преподносились как достоверные факты и в дальнейшем использовались для различных обобщений, так, например, выделялся даже специфический тип канадских месторождений [Трофимов, 1939]. Вместе с тем эти находки не подтвердились последующими исследованиями, хотя в большинстве случаев и не появилось прямых опровержений. Автор пришел к заключению, что эти описания в основном связаны либо с ошибочным определением минералов, либо с засорением проб (возможно, даже умышленным). И действительно, время показало, что и сейчас коренным источником алмазов являются лишь кимберлиты, которые и находят во все новых районах, где была известна россыпная алмазоносность (Индия, Гвинея, Австралия, Бразилия и др.).

Описание находок алмазов в самых различных породах продолжается и в настоящее время [Каминский и др., 1979] и будет, очевидно, продолжаться и в будущем. Этот вопрос заслуживает специального рассмотрения. Однако в связи с все более широким использованием электронного микроанализатора, открывшего такие большие возможности перед минералогией, возникла и новая опасность получения дезинформации в результате засорения проб посторонними минералами и техническими продуктами. Эта опасность может приобрести угрожающие размеры и должна быть рассмотрена специальными комиссиями Минералогического общества.

При подготовке проб для микроанализатора возможны два случая: 1) зерна минералов извлекаются исследователями непосредственно из изучаемого образца или анализируются в самом образце; 2) зерна минералов анализируются из фракции, получившейся в результате дробления, обогащения, разложения породы, т. е. при лабораторной обработке образца. Первый метод, по существу, исключает какие-либо ошибки (конечно, кроме технических, связанных с невнимательностью исследователя) и дает надежные результаты. Однако и второй метод не следует отвергать полностью, так как всегда есть вероятность нахождения минерала, который не удалось заметить в образце. Но как показывает опыт, в этом случае появляется значительная возможность засорения, которое может привести к дезинформации и построению ложных теорий.

В качестве примера подобного засорения, источник которого удалось установить, мы приведем исследования гранатов и некоторых других минералов из кислых вулканитов Дальнего Востока [Боронихин, Баскина, 1975]. Наряду с выделением большого количества гранатов типа

альмандина, известных уже ранее из многих районов мира и попавших в обобщающие сводки [Соболев В. С., 1964], авторы описывают находки хромсодержащих пиропов и хромсодержащего дистена. Правда, при описании указывается, что эти минералы найдены в очень небольших количествах, однако делаются далеко идущие выводы о захвате этих минералов в мантии Земли и соответственно глубинном заложении магматических очагов.

Конечно, малая вероятность находок хромсодержащих пиропов в кислых породах сразу бросалась в глаза, но ее возможность трудно было категорически отрицать. Проще обстояло дело с дистеном с высоким содержанием Cr_2O_3, находки которого в мантийных ксенолитах ограничены, по существу, одной лишь трубкой на Сибирской платформе [Sobolev N. V. et al., 1968] и одной точкой в коровом эклогите. Совершенно ясно, что и в земной мантии этот минерал весьма редок. Сопоставление анализов сразу позволило установить, что состав в точности отвечает хромсодержащему дистену из корового эклогита Полярного Урала, описанному Н. Г. Удовкиной с соавторами [1978], которая работает в том же институте и обрабатывала пробы в той же лаборатории. Авторы исследования провели проверку и согласились, что указанные минералы попали в пробу в результате засорения, и можно надеяться, что они опубликуют соответствующее исправление в своих последующих работах.

Еще более «сенсационные» находки были описаны из траппов Сибирской платформы [Олейников и др., 1978], где в ряде мест был встречен самородный алюминий, который «образует единичные мелкие пластинчатые зерна размером максимум до 1 мм в поперечнике». При этом дается детальное исследование найденных пластинок, делаются глубокие теоретические выводы, а также указывается, что «кроме того, в породах названных тел установлены богатый пироповой составляющей фиолетовый и оранжевый гранат, хромпикотит, дистен, муассанит, самородные Cu, Zn, Sn, Cd, Fe, сплавы Cu и Sn, Pb, Sn и Sb». В статье говорится также о находке синих и малиновых зерен корунда, в которые, по мнению авторов, превращается ранее образованный магматический алюминий при реакции с расплавом. Авторы догадываются, что сделанные находки прежде всего можно связать с «загрязнением проб». Но вместо того, чтобы сосредоточить свое внимание на поисках прямых доказательств присутствия данного минерала в описанных породах (а речь идет не об единичной находке), они, по существу, ограничиваются указанием, что «этому противоречит наблюдаемое различие состава минерала в разных интрузивах, отсутствие в нем марганца как одного из характерных компонентов искусственных сплавов».

Довольствуясь этим доказательством, авторы далее сосредоточивают свое внимание на теоретическом рассмотрении «процесса металлизации базитового расплава при его взаимодействии с потоком интрателлурического вещества» и на вопросах сохранения отдельных пластинок алюминия в базальтовой породе.

Полная нелепость в представлениях об образовании и сохранении самородного алюминия и других (в том числе редких!) металлов в базальтовом расплаве, богатом окислами железа, достаточно очевидна из основ элементарной химии и широко известного технического процесса алюмотермии. Таким образом, несмотря на заверения авторов, можно утверждать, что данные находки связаны с засорением проб и приводимые факты являются грубой дезинформацией.

Гораздо труднее проверить, что такой же дезинформацией являются и другие находки авторов, в частности хромового пиропа, которому посвящена специальная статья [Олейников и др., 1979]. Здесь авторы пишут, что в особом типе траппов, обогащенном вкрапленниками основного плагиоклаза, а также в «мегаплагиофировых базальтах вулканов Ключевской и Плоский Толбачик» на Камчатке присутствуют хромсодержащие пиропы «размером обычно 0,1—0,5 и редко 1,0 мм», а «содержание мине-

рала составляет, как правило, единичные знаки, но в анортозитовых габбро-долеритах Амовского и Черногорского интрузивов и мегаплагиофировых лавах вулкана Плоский Толбачик оно достигает первых граммов на тонну».

В этой статье упоминается находка еще одного нового минерала в траппе — дистена, а также цитируются сведения о находках самородных элементов из предыдущих работ. И снова вместо поисков прямых и убедительных доказательств действительного присутствия указанных минералов в описанных породах авторы уходят в область «теорий», обнаруживая и здесь отсутствие элементарных познаний по данным экспериментальной петрологии, например, говоря о совместной кристаллизации оливина и основного плагиоклаза при давлении в 12 кбар.

Однако в последнем случае речь идет не только о «теориях», но и напрашивающемся практическом выводе. Если хотя бы некоторые разновидности траппов содержали хромистые пиропы, то поиски кимберлитовых тел в области распространения траппов были бы, конечно, невозможны. Между тем именно этот, пироповый, метод применяется уже многие десятки лет [Соболев В. С., 1951] и дал возможность найти многие трубки на Сибирской платформе, в том числе и первую кимберлитовую трубку Зарница [Сарсадских, Попугаева, 1955]. Между тем находка достоверных зерен пиропа в конкретном трапповом теле могла быть связана с прорывом им кимберлитовой трубки или древней россыпи и соответственно служить поисковым признаком.

Переходя от указанных конкретных статей к общему рассмотрению проблемы, необходимо сделать следующие общие выводы.

Исследование мелких зерен минералов на микрозонде из фракций, полученных при обработке проб породы, вызывает большую опасность накопления дезинформации в результате загрязнения этих проб как минералами из других пород, так и техническими продуктами. Описание ошибочно установленных минералов сопровождается безупречными химическими анализами и «глубокими теоретическими выкладками», подтверждающими ту или иную гипотезу, что создает впечатление полной достоверности и объективности полученных данных. В дальнейшем это может привести как к необычайным сложностям в теоретических дискуссиях, так и к ложным практическим выводам, которые могут нанести серьезный ущерб народному хозяйству.

Вместе с тем было бы ошибкой утверждать, что в петрологии уже невозможны сенсационные новые находки, которые заставили бы пересмотреть многие установившиеся представления. Более того, именно они часто открывают новые пути в науке. Поэтому такие находки ни в коем случае нельзя просто игнорировать, а необходимо тщательно проверять.

Единственным выходом из создавшегося положения является возложение на авторов таких новых «открытий» обязанности поисков прямых доказательств описываемых ими фактов. Таким прямым и наилучшим доказательством является, конечно, находка данного минерала в штуфе породы, с сохранением этого штуфа как прямого доказательства сделанного открытия, как это сейчас принято при регистрации нового минерала. Совершенно ясно, что при указанных выше содержаниях (граммы на тонну) и размерах зерен, которые часто извлекались авторами при обработке образцов весом в 100 г, вполне возможна находка этого минерала в штуфе, как это доказывает изучение кимберлитов. Сказанное полностью относится и к некимберлитовым источникам алмазов, что должно положить конец безответственным заявлениям в этой области.

Само собой разумеется, что таким прямым доказательством может явиться и нахождение минерала в шлифе или микросростков с типичными минералами данной породы. Для указанного выше конкретного случая — находки самородного алюминия — сами авторы пишут о том, что пластинки этого металла сохраняются законсервированными в зернах других минералов, т. е. в фенокристаллах основного плагиоклаза, богатых вклю-

чениями. Исследование таких включений в шлифах или аншлифах с применением рентгеновского микроанализатора могло бы помочь автору доказать свою находку или убедиться в ее ошибочности. Конечно, такие работы гораздо более трудоемки, чем простое исследование шлифа или построение новых теорий на базе недоказанных фактов.

В случае невозможности такой находки (при очень малых содержаниях) в качестве предварительного доказательства может быть принята воспроизводимость результата, полученного в нескольких лабораториях, заведомо не имеющих дел с подобными минералами из других источников, что особенно важно при нахождении алмаза или его спутников.

Особо следует остановится на муассаните. После его первой находки в коренной породе — перидотитовых ксенолитах Якутии [Бобриевич и др., 1957] — сделано большое число открытий этого минерала в разных парагенезисах и почти полностью утрачена генетическая информативность. Так, в новой сводке даются следующие данные [Ляхович, 1979, с. 226]: «До недавного времени муассанит считался редким минералом горных пород. Однако в связи с детализацией минералогических исследований он обнаружен в последние годы в самых разнообразных горных породах — интрузивных, эффузивных, метаморфических и осадочных. Обнаружен муассанит в гранитоидах Северного Кавказа, Памира, Тянь-Шаня, Казахстана, Украины, дацитах Армении, кимберлитах Якутии, траппах Иркутской области, сиенитах и эклогитах Кольского полуострова, пегматитах Украины, бокситах Тимана и др». Если нахождение муассанита в природе вообще не вызывает сомнения, так как он находится в штуфах гранатовых перидотитов (но неалмазоносных), то можно с уверенностью утверждать, что во многих случаях речь идет о загрязнении проб и дезинформации. Поэтому следует поставить специальную задачу разработки простого и эффективного способа различения природного муассанита от технических продуктов, которые в минералогических лабораториях в изобилии могут попадать в пробы самым различным образом. Нет сомнения, что эта задача вполне разрешима, как различение природных и искусственных драгоценных камней.

Указанная опасность накопления дезинформации приобретает такие широкие размеры, что в этот вопрос пора вмешаться Всесоюзному минералогическому обществу, создав новую комиссию или поручив этот вопрос одной из существующих комиссий, например комиссии по новым минералам. Должна быть разработана специальная инструкция по проверке и утверждению достоверности подобных находок, причем можно начать с самородного алюминия, где вопрос о засорении является наиболее очевидным, попутно проверив и другие открытия, целый поток которых приводится в работах цитированных авторов.

Вместе с тем редакциям журналов следует более внимательно относиться к публикациям подобной информации, хотя бы снабжая их соответствующим примечанием о необходимости дальнейшей проверки приведенных данных.

К ВОПРОСУ ОБ ОБРАЗОВАНИИ ЛЕЙЦИТОВЫХ ПОРОД

(Проблемы минералогии и петрологии, Л., 1972)

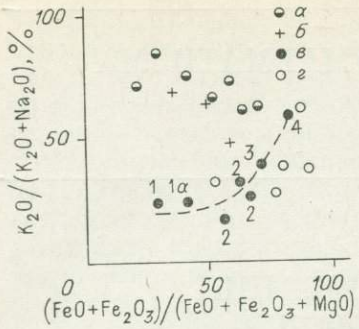
Несмотря на относительно небольшое распространение щелочных пород, проблема их происхождения всегда оставалась пробным камнем для петрографических теорий. Особенно это относится к лейцитовым породам, наиболее редким и в то же время отличающимся наибольшими отклонениями от обычных закономерностей в химическом составе и парагенезисе минералов обычных магматических пород.

В настоящее время уделяется много внимания вопросам соотношения недосыщенных кремнеземом «нефелиновых» базальтов и «толеитовых» базальтов [Yoder, Tilley, 1962]. Снятие альбитового термического барьера при высоком давлении дало этому удовлетворительное объяснение. Магма, образующаяся при давлении 20 кбар и более, в зависимости от степени селективного плавления может оказаться как пересыщенной SiO_2, так и содержащей нефелин, что раньше из экспериментов при обычных давлениях казалось невозможным. Однако эти соображения отнюдь не объясняют образования магм, наиболее богатых натрием и особенно калием, да и вопрос о нефелиновых базальтах по-прежнему нельзя считать окончательно решенным.

Вместе с тем наше рассуждение о составе мантии и образовании магматических очагов все больше отходит от общих гипотетических представлений, исходящих из «хондритового» состава, и мы все больше опираемся на фактический материал [Соболев В. С., Соболев Н. В., 1964; Соболев В. С. и др., 1967]. Если 10—20 лет тому назад можно было реально говорить лишь о дифференциации магмы, то в настоящее время представления об образовании магмы все больше занимают петрографов. С этих позиций полезно вновь обратиться и к проблеме образования специфических магм.

Попытаемся подчеркнуть некоторые особенности химизма лейцитовых пород. К ним, конечно, относится прежде всего резкая недосыщенность SiO_2. Лишь в редких случаях лейцитовые породы приближаются к границе области насыщенных — недосыщенных SiO_2 пород или даже переходят эту границу, обнаруживая в химическом отношении кристаллизацию лейцитов в области калишпата [Заварицкий, 1956]. Однако такая недосыщенность SiO_2 является не исключительной чертой лейцитовых пород. По этому признаку они попадают в одну группу со значительно более распространенными нефелиновыми породами. В связи с этим при рассмотрении специфики их происхождения данный признак не может находиться на первом месте.

Более существенной особенностью лейцитовых пород является высокое содержание K_2O. Некоторые данные для отношения K_2O к Na_2O в лейцитовых породах приведены на рисунке. Однако, как особенно наглядно показал А. П. Карпинский в 1903 г. [1941а], содержание окислов в горных породах еще не является достаточно показательным. Критикуя попытки химических классификаций, он указывал, что «из целого ряда последовательных, малозаметных изменений в количествах отдельных эле-



Соотношение «калиевости» и «железистости» некоторых магматических пород (средние типы пород по Р. Дэли, базальты по В. А. Кутолину и отдельные лейцитовые породы).

а — лейцитовые породы; *б* — биотитовые лампрофиры; *в* — породы главного ряда (1 — океанит, 1а — пикрит, 2 — базальты, 3 — андезит, 4 — липарит); *г* — нефелиновые породы.

ментов, входящих в общий состав пород, только те изменения могут иметь значение для естественной петрографической группировки, которые обусловливают изменения качеств входящих в состав магмы или пород соединений» (с. 219). Качественным изменением, характеризующимся относительной активностью K_2O и Na_2O, по Д. С. Коржинскому [1946], в большинстве пород является изменение состава плагиоклаза, находящегося в равновесии с калиевым полевым шпатом. Уже давно отмечено, что существует некоторая закономерность для состава плагиоклаза в этих случаях и даже был сформулирован так называемый «четвертый закон Рота», по которому щелочные полевые шпаты не могут встречаться вместе с известковыми полевыми шпатами. Критикуя эти законы, А. П. Карпинский в 1874 г. [1941б] впервые правильно сформулировал фактические соотношения полевых шпатов в горных породах, заключающиеся в том, что различные виды клинокластических полевых шпатов встречаются с ортоклазом тем реже, чем они менее кислотны. По Д. С. Коржинскому [1946], основность плагиоклаза в этом парагенезисе повышается с увеличением относительной активности K_2O, причем изолинии на диаграмме активности Na_2O—K_2O не зависят от других реакций и пересекают все другие линии равновесия, располагаясь под углом 45° к осям координат.

Вместе с тем хорошо известно, что лейцит встречается лишь с основным плагиоклазом. Соответствующая реакция нефелин + калишпат = = лейцит также не зависит от других присутствующих минералов и имеет то же направление, совпадая с изолинией Кпш—$Пл_{60-50}$ [Соболев В. С., 1949, 1959]. Такая высокая относительная активность калия весьма необычна для магматических пород, большинство которых располагается выше изолинии Кпш—$Пл_{30}$, и кроме лейцитовых пород характерна еще для некоторых биотитовых лампрофиров.

Наконец, еще одной важной особенностью большинства лейцитовых пород, особенно основного состава, является низкая железистость фемических минералов [Заварицкий, 1950]. Это показывает, так же как и основность плагиоклаза, что магмы не могут быть остаточным расплавом, характеризующимся в первую очередь повышенной железистостью.

Здесь мы хорошо видим отклонение от общей закономерности состава главной серии горных пород (габбро-диорит — гранодиорит — гранит), где повышение K_2O и Na_2O идет одновременно с повышением железистости фемических минералов, хотя относительные пути изменения состава магм значительно смещаются, очевидно, в зависимости от условий образования и связанной с этими изменениями активности кислорода.

Таким образом, магмы лейцитовых пород не могут быть поставлены одним из членов ряда дифференциационной кристаллизации, или, что то же самое, 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, отмечает, что обогащение щелочами при почти неизменном содержании других существенных компонентов является причиной возникновения щелочных базальтоидных магм. При этом лейцито-

вые породы совершенно не обнаруживают обогащения натрием и даже в существенно натриевых породах степень обогащения калием в большинстве случаев примерно в 2 раза больше, чем степень обогащения натрием.

Следует отметить, что лейцитовые породы отличаются в этом отношении от обычных нефелиновых базальтоидов, особенно ярко это видно на диаграмме А. Н. Заварицкого [1950]. Если для натриевых серий в области основных составов вариационные линии близки обычным сериям пород, для калиевых — резко отодвигаются в сторону бо́льших *a*. Таким образом, для нефелиновых базальтоидов на первый план выдвигается вопрос о некоторой недосыщенности SiO_2, модель же образования лейцитовых пород должна быть основана на представлении о добавлении к обычным магмам калиевой части компонента *a*.

Приближаясь таким образом к заключению Ю. А. Билибина [1958] в первой части его выводов, мы, однако, никак не можем согласиться с гипотетической невоспроизводимой схемой, предложенной им для решения поставленной арифметической задачи — диссоциации «молекул» с дальнейшей диффузией окислов. Рассмотрим лишь две реальных модели такого сложения: привнос щелочей растворами и контаминацию магмы.

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 [Базарова, Дмитриев, 1967]. Если даже пока и отбросить не совсем понятные результаты гомогенизации раскристаллизованных включений в лейцитах, дающих температуру выше 1600 °С, то несомненные стекловатые включения в пироксене дают нам температуру более 1350 °С, что свидетельствует о почти полной сухости расплавов. Об этом говорит и обычное излияние лейцитовых лав на земную поверхность [Соболев В. С. и др., 1970].

Неприемлемой здесь оказывается и схема взаимодействия сухой магмы с растворами на более поздних этапах (трансвапоризация), которая была нами в свое время предложена для объяснения образования обычных лампрофировых жил [Соболев В. С., 1952], связанных с массивами гранитоидов. Не говоря уже о трудности объяснения количественного эффекта, при такой трансвапоризации получались бы магмы, из которых кристаллизовался бы не лейцит с нефелином, а биотит, при этом остаточный расплав в гипабиссальных породах оставался бы жидким до очень низких температур, как это было и показано для некоторых лампрофиров [Базарова, Соболев В. С., 1969].

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 уже 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, а следовательно, такая ассимиляция никак не может привести к необходимому относительному повышению активности калия.

Из всех минералов и пород, поглощение которых могло привести к наблюдаемому эффекту, пригоден лишь магнезиальный биотит. Действительно, контаминация этого минерала, резко изменяя соотношение K и Na и понижая содержание SiO_2, не изменяет существенно соотношение Al и щелочей (что обычно характерно для основных лейцитовых пород), а приводит к наблюдаемому уменьшению железистости. Для рассмотрения реальной схемы такой контаминации мы обратимся к основным породам с

магматическим биотитом так называемого лампрофирового типа. Уже давно отмечалось, что многие из этих пород [Lacroix, 1926; Заварицкий, 1956] гетероморфны по отношению к лейцитовым породам, отличаясь лишь условиями кристаллизации при близком химическом составе. Наибольший интерес представляют богатые слюдой кимберлиты, дающие самую большую информацию о составе глубинных слоев земли.

В кимберлитах мы имеем по крайней мере три генерации слюды [Бобриевич и др., 1959] различного происхождения: 1) включения в различного типа богатых биотитом породах вплоть до мономинеральных, несомненно, захваченных магмой вместе с другими ксенолитами; 2) магматический биотит, кристаллизующийся в виде микровкрапленников, часто с характерным флюидальным расположением; 3) метасоматический биотит, образующийся в краевых частях различных ксенолитов вплоть до ксенолитов известняков.

Обращаясь к первому типу, отметим, что возрастные определения [Михеенко, Ненашев, 1961] не оставляют никаких сомнений в ксеногенности захваченного материала. В кимберлитах верхнепалеозойского возраста возраст биотита определен в 700 млн лет.

Раздельное определение возраста биотита по фракциям [Сарсадских и др., 1966] показало, что возраст мелкозернистого магматического биотита отвечает возрасту трубки при возрасте биотита скоплений до 1 млрд лет. Для определения уровня, на котором захвачен этот биотит, имеют значение два факта: 1) отсутствие находок первичных включений биотита в алмазах, несмотря на тщательные поиски; 2) магнезиальный состав биотита, который близок к биотитам, связанным с гипербазитами.

Экспериментальные исследования показали, что флогопит устойчив до достаточно высокого давления и мог бы существовать в области равновесия алмаза [Марков и др., 1966; Ito et al., 1968]. Его отсутствие может быть связано с высокой температурой (выше 1200 °С) или с недостаточным количеством K_2O. Вместе с тем ряд ученых полагает [Dawson, Powell, 1969; Куширо, 1969], что биотит является первичным минералом глубинных ксенолитов перидотитов, вынесенных теми же кимберлитами или другими породами.

Своеобразный характер слюдяных включений, а также аналогия с известными месторождениями в земной коре позволяют высказать предположение, что такого рода породы возникают лишь в самых верхних частях мантии, вероятно, на границе основных и ультраосновных пород, образуя достаточно крупные глубинные месторождения. Возможно, что с этим же горизонтом связано и образование амфиболов в ультраосновных породах, присутствие которых в мантии предполагается многими учеными. Вынос подобного рода ксенолитов характерен не только для кимберлитов, но и для других пород, в частности для меланократовых пород лампрофировой группы и для лейцитовых пород.

У нас особенно характерные включения такого типа были описаны Г. М. Гапеевой [1960] с Дальнего Востока, которая, рассматривая особенности этих включений, приходит к заключению, что не только в момент образования эруптивных брекчий, но и в момент возникновения лейцитовых анкаратритов слюда уже существовала. В эруптивную брекчию она попала одновременно с другими слагающими брекчию минералами и породами точно так же, как и описанный выше амфибол. Отличие слюды от биотита пород метаморфического комплекса указывает на то, что она происходит из каких-то иных горизонтов земной коры, чем присутствующие вместе с ней эруптивные обломки гнейсов и кристаллических сланцев [Гапеева, 1960]. Наконец, не останавливаясь на других многочисленных находках, отметим, что они очень характерны для лейцитовых пород Восточно-Африканского рифта [Holmes, 1937б; Turner, Verhoogen, 1951].

Возвращаясь к кимберлитам, можно предположить, что именно ассимиляция такого рода включений приводит к различной степени обогащения магмы калием и позднейшей кристаллизации магматической слюды, а также к явлениям калиевого метасоматоза ксенолитов.

Интересно отметить, что непосредственная связь между слюдой 1-го и 2-го типов очень характерна для таких пород и приводит к затруднениям в проведении четкой границы между биотитами разного генезиса, что неоднократно отмечалось, например, для меймече-котуйского комплекса [Бутакова, 1956].

Возникает вопрос о генезисе глубинных месторождений слюды. Однако сейчас уже нет никаких сомнений по поводу явлений дегазации мантии и выноса из нее ряда элементов, характерных для земной коры, особенно K_2O. Доступные нашему наблюдению ксенолиты гипербазитов и эклогитов, вынесенные кимберлитами, очень бедны калием, но уже и здесь отмечены некоторые повышенные содержания K_2O в более глубоких горизонтах алмазоносных эклогитов [Соболев В. С. и др., 1967]. Очевидно, что эта часть мантии уже обеднена K_2O и потоки растворов поднимаются с больших глубин, вероятно, следуя определенным разломам. До тех пор пока температуры оказываются слишком высокими, эти растворы не реагируют с породами мантии, и лишь при достижении соответствующих уровней с более низкими температурами (>1100 °C) и пород, содержащих глинозем, происходят процессы ослюденения и даже образования настоящих месторождений. В зависимости от состава растворов здесь может происходить и амфиболитизация пород [Куширо, 1969; Oxburgh, 1964].

Приняв гипотезу о существовании глубинных месторождений биотита, легко связать образование лейцитовых магм с ассимиляцией соответствующего материала. Это может происходить как при заложении магматических очагов на соответствующем уровне, так и при образовании промежуточных магматических очагов. Нужно подчеркнуть, что 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. Нужно специально подсчитать также возможность местного саморазогрева таких зон, обогащенных K_2O в верхней мантии, так как именно K^{40} [Субботин и др., 1968] является основным источником тепла.

Следует отметить, что вопрос о лейцитовых породах обсуждался так часто, что здесь, по существу, высказаны уже все возможные варианты гипотез и речь может идти только о конкретизации модели или новой аргументации. Еще Н. Боуэн [1934], который в целом связывал образование лейцитовых пород с кристаллизационной дифференциацией и инконгруэнтностью плавления калишпатов, для некоторых меланократовых пород допускал участие переплавления биотита (для нефелиновых пород— роговой обманки). Однако этот биотит по его схеме погружался из вышележащих слоев магмы в более горячий базальт. Недавно об этом напомнил Лус [Luth, 1967] на основе экспериментальных данных. Однако, не говоря здесь уже о малой вероятности опускания кристаллов биотита на большую глубину, при такой постановке вопроса получается замкнутый круг, так как сами кристаллы биотита могут образовываться лишь в основных породах с весьма высокой активностью калия, которая отвечает его активности в лейцитовых породах.

Напомним, что о флюидных потоках, богатых калием, и связи с ними как биотитовых пород, так и лейцитовых магм в свое время много писал Холмс, и здесь мы в некоторой степени возвращаемся к его взглядам. Однако в отношении образования магмы он в основном говорил о расплавлении под влиянием растворов, в то время как у нас основным тезисом является образование магматических очагов в дифференцированной верхней мантии. Нет никаких сомнений, что это положение, доказанное сейчас непосредственными наблюдениями над ксенолитами в кимберлитах, должно учитываться при рассмотрении всех проблем, связанных с образованием магматических очагов, и должно объяснять нам то различие, кото-

рое имеется между более молодыми и более древними магматическими комплексами.

Интересно, что в дальнейшем Холмс [Holmes, 1950] изменил свою точку зрения (в первом варианте теории он говорил просто о кристаллизационной дифференциации) и стал объяснять образование лейцитовых пород Восточной Африки реакцией карбонатитовой магмы с гранитоидами, допуская, однако, в некоторых случаях и контаминацию биотита. Разумеется, что при таком взаимодействии снимаются некоторые арифметические возражения против ассимиляции гранитоидов, приведенные выше, так как по сути результат будет тот же, что и при десилификации гранитной магмы известняками (старая теория Дэли). Однако при этом никак нельзя вразумительно объяснить повышенную активность K_2O. Главное же заключается в том, что существование самой карбонатитовой магмы кальцит-доломитового состава отнюдь не доказано и весьма сомнительно, а богатая натрием магма карбонатитов, установленная в Восточной Африке, не может дать нужный результат.

Наконец, в последнее время вышла статья Белла и Поуэлла [Bell, Powell, 1969], которые изучали изотопы Sr и содержание некоторых редких элементов в калиевых лавах Восточной Африки. Они привели обстоятельный обзор теорий происхождения этих лав и отметили, что еще в 1955 г. Уотерс [Waters, 1955] в работе, напечатанной в одном редком издании, высказал гипотезу, очень близкую с нашей. Он указывал, что образование лав типа катунгита легко объяснить, если допустить, что богатые биотитом включения являются не скоплениями кристаллов, а ксенолитами метаморфизованных пород. Эти же авторы указали, что П. Харрис сейчас также отказывается от своих прежних представлений, базирующихся на зонной плавке, и полагает, что лейцитовые лавы Восточной Африки образовались в результате переплавления древнего кимберлитового материала.

Белл и Поуэлл, рассматривая эту гипотезу с точки зрения полученных ими результатов, которые в целом свидетельствуют о смешении двух источников при образовании магм, отмечают, что найденное ими накопление радиоактивного стронция можно объяснить только в том случае, если принять, что захваченный биотит имеет очень древний возраст, порядка 1 млрд лет. Как мы видели выше, это хорошо согласуется с предварительными данными по возрасту биотита в кимберлитах. Вместе с тем они отмечают, что при построении модели, которую они считают одной из вероятных, имеются трудности в объяснении повышенного содержания Zn, Nb, Ba, для которых установлена отрицательная корреляция с отношением Sr^{87}/Sr^{86}. Этот интересный вопрос должен быть в дальнейшем рассмотрен в смысле детального изучения содержания и распространения редких элементов в богатых биотитом породах ксенолитов в кимберлитах.

Кроме лейцитовых пород, как мы уже отметили, с плавлением мантийных месторождений слюды должны быть связаны богатые биотитом щелочные лампрофиры. Однако это не относится ко всем лампрофирам вообще. Жильные лампрофиры, связанные с гранитоидными массивами (спессартиты и отчасти керсантиты), мы по-прежнему связываем с явлениями трансвапоризации в связи с проникновением даек основной магмы в область, характеризующуюся высокой температурой и циркуляцией постгранитных растворов.

Сделанные выводы можно кратко сформулировать следующим образом.

1. Исследование ксенолитов в кимберлитах и других породах доказывает существование глубинных, богатых магнезиальным биотитом пород вплоть до скоплений чистой слюды. Эти ослюденелые породы, по-видимому, приурочены к верхним границам мантии и земной коры и образовались метасоматически в результате действия восходящих флюидных потоков, богатых K_2O.

2. Образование первичных или промежуточных магматических очагов в области накопления слюды приводит к образованию магм, обога-

щенных K_2O и в то же время отличающихся пониженным содержанием SiO_2 и повышенным MgO.

3. При малых содержаниях H_2O в образовавшихся магмах кристаллизуется лейцит, при повышенных — магнезиальный биотит.

4. В некоторых случаях обогащенные K_2O и биотитом породы могут образовываться также за счет прямого воздействия горячих растворов с основной магмой, как это имеет место в лампрофировых дайках, связанных с гранитоидными массивами. Однако в этом случае повышение содержания H_2O в магме преобладает над повышением щелочности.

5. Изучение включений из кимберлитов и других вулканических пород доказывает значительную дифференциацию верхней части верхней мантии. Это должно всегда приниматься во внимание при обсуждении процесса образования магмы и учитываться как вероятная причина изменения типа магматических ассоциаций во времени.

6. Построение более полной модели образования магм, обогащенных калием, и других магм должно базироваться на дальнейшем исследовании ксенолитов и кристаллов, а также температур кристаллизации минералов по изучению стекловатых и раскристаллизованных включений в них.

О ТЕМПЕРАТУРАХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ В МЕЙМЕЧИТАХ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГОМОГЕНИЗАЦИИ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ*

(Доклады АН СССР, 1972, т. 205, № 1)

Проблема образования гипербазитов сейчас в центре внимания геологов. Она находится в тесной связи с геологическими концепциями самого широкого профиля [Пейве, 1969]. Нередко ставится под сомнение магматическое происхождение этих пород и их высокотемпературное воздействие на контакты. Следовательно, особую ценность приобретают детальные исследования таких ультраосновных пород, для которых магматический характер кристаллизации не вызывает сомнения,— кимберлитов и меймечитов [Бутакова, Егоров, 1962]. Последние особенно интересны, поскольку они в противоположность кимберлитам в достаточной мере сохранены и не содержат большого количества постороннего материала.

Как известно, типичные меймечиты представляют собой породу с порфировой структурой и измененной стекловатой массой (рис. 1, 2). Среди составляющих вкрапленников преобладает оливин, размеры которого достигают 1 см и более. Количественные соотношения между вкрапленниками оливина и стекловатой массой находятся в зависимости от степени сепарации гетерогенного расплава, образующего иногда в краевых частях даек даже афанитовые зоны закалки [Васильев, Золотухин, 1970]. В несравненно меньшем количестве встречаются микрофенокристы моноклинного пироксена — авгита [Бутакова, Егоров, 1962], которые формировались на рубеже заканчивающейся кристаллизации вкрапленников оливина и начала застеклования основной массы. Состав пород несколько меняется за счет серпентинизации и некоторых других постмагматических процессов (например, развития вторичного биотита), но в целом он настолько близок к составу типичных перидотитов, что Ю. Р. Васильев и В. В. Золотухин [1971] относят меймечиты к краевой фации перидотитов — дунитов, в которые они постепенно переходят. Усредненное содержание в породе Al_2O_3 составляет 2,5 %, а сумма щелочей 0,4 %.

---

* Совместно с Л. И. Паниной и А. И. Чепуровым.

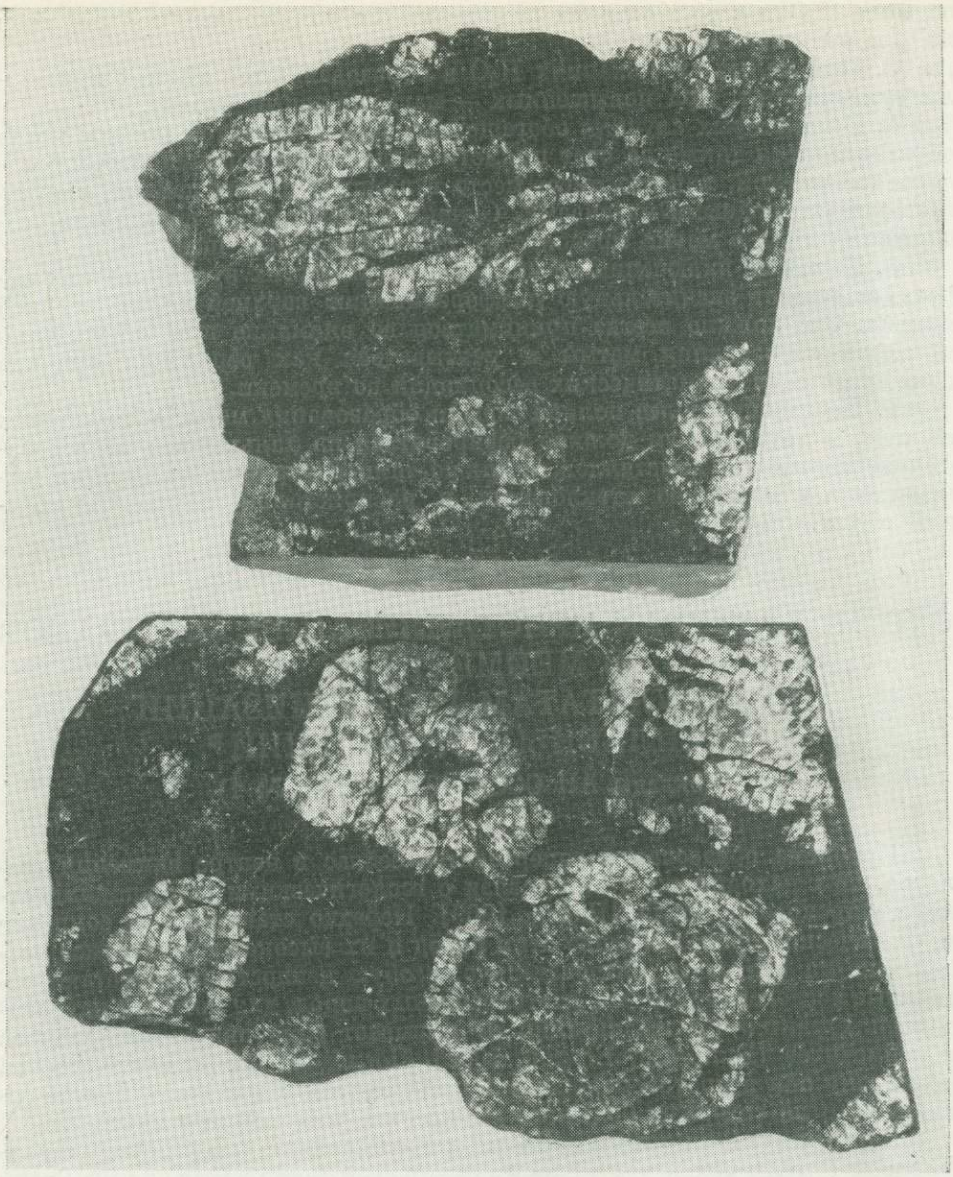


Рис. 1. Меймечит. На черном фоне основной массы породы хорошо видны светлые вкрапленники оливина. Ув. 1,5.

При помощи методов минералотермометрии нами изучались гулинские меймечиты как эффузивного облика (эффузивный генезис их Ю. Р. Васильевым и В. В. Золотухиным [1971], однако, оспаривается), так и из типичных даек. В фенокристаллах обеих разновидностей были обнаружены включения расплава, которые по морфологии, ходу и температурам гомогенизации совершенно не отличались друг от друга, что свидетельствует об общности их происхождения.

Во вкрапленниках оливина расплавные включения уже давно были отмечены, но гомогенизировать их не удалось вследствие побурения минерала и образования на его поверхности окисной пленки при высоких температурах (1000 °С и выше). Нами для исследования оливинов из меймечитов, содержащих 10—12 % фаялитового компонента, применялась микротермокамера с инертной средой (азот), сконструированная в лаборатории минералогии Института геологии и геофизики Сибирского отделения

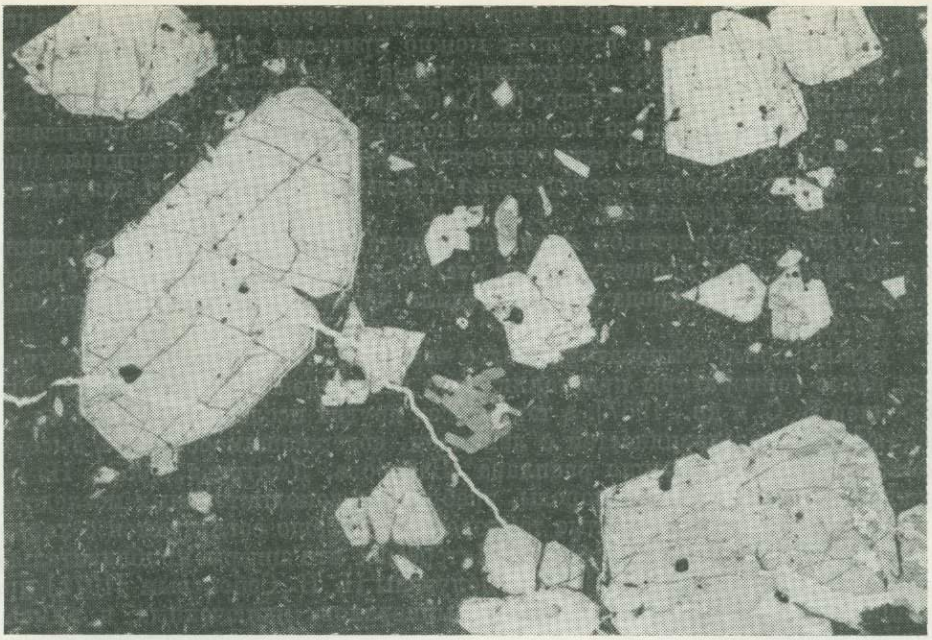


Рис. 2. Светлое — фенокристы оливина, темное — измененная стекловатая масса. Ув. 1,5, без анализатора.

АН СССР А. И. Чепуровым и Н. П. Похиленко. Использование камеры позволило избежать образования окисной пленки, но побурение и разложение минерала не устранялось и находилось в прямой зависимости от времени нагрева. Для уменьшения степени разложения минерала мы ограничили время эксперимента до 15—20, иногда 10 мин. Такая кратковременность оправдывалась низкой вязкостью ультраосновного расплава и быстрым установлением равновесия во включении. Точность замеров гомогенизации при использовании камеры с инертной средой несколько меньше, чем у обычной: ∓30 °С против ∓10 °С.

В оливине расплавных включений много. Они первичные, частично или полностью раскристаллизованные, расположены бессистемно, имеют неправильные, близкие к изометричным формы. Размеры их — от десятых до тысячных долей миллиметра. Окраска включений пестрая: стекло — прозрачное, кристаллические фазы — темно-бурые, рудный минерал — аспидно-черный. Из-за обилия во включениях темноокрашенных твердых фаз газовый пузырь не всегда фиксируется. Размягчение стекла и оплавление кристаллических фаз начинается при 1150—1200 °С. Гомогенизация включений в расплав осуществляется при 1450 ∓ 30 °С.

В моноклинном пироксене расплавных включений мало. Они также частично или полностью раскристаллизованы. Располагаются группами, имеют неправильные, близкие к овальным формы. Окраска их, как и в оливинах, пестрая. Газовый пузырек в большинстве случаев деформирован кристаллическими фазами, изредка имеет сферические ограничения. Подплавление кристаллических фаз и размягчение стекла начинается при 1000—1050 °С. Включения гомогенизируются в расплав при 1170—1230 °С.

При рассмотрении полученных результатов прежде всего бросается в глаза значительная разница в температурах кристаллизации оливина и пироксена, которая превышает 200 °С. Если ее отнести за счет адиабатического охлаждения, то падение давления должно составлять [Кадик, 1970] 150—200 кбар. Естественно, такие глубокие очаги зарождения магмы (до 600 км) мало вероятны. Более реальными являются глубины, сопоставляемые с глубинами зарождения алмазоносных кимберлитов, т. е.

примерно до 200 км. Однако в подтверждение возможной кристаллизации оливина даже на таких глубинах можно привести только единственный довод: близость высоких содержаний хрома в оливинах меймечитов и алмазоносных кимберлитовых трубок [Соболев Н. В., 1971; Соболев Н. В. и др., 1971]. Но это только косвенное подтверждение, так как повышение содержания хрома прямо свидетельствует лишь о низком потенциале кислорода и, как показали исследования базальтов Луны, может получиться и при низких давлениях.

Другой альтернативой является кристаллизация оливина в сравнительно неглубоких промежуточных очагах, в которых существовал своеобразный режим кислорода и происходило частичное охлаждение глубинной магмы.

Приведенные температуры более чем на 150 °С превышают полученные ранее температуры кристаллизации нефелиновых базальтов Венгрии [Соболев В. С. и др., 1967], а также всех других исследованных пород, за исключением разновидностей с лейцитом, содержащим особенно высокотемпературные включения расплава [Базарова, Дмитриев, 1967]. Не обсуждая пока лейцитовые породы, требующие дополнительных исследований, отметим, что полученные температуры хорошо согласуются с характером ультраосновного расплава. Интересно, что цифры приблизительно такого же порядка (1400 °С) были получены Н. В. Соболевым [1971] при оценке температур кристаллизации минералов, включенных в алмазы кимберлитов.

Не имея точных данных о температурах солидуса и ликвидуса «сухих» меймечитов, а также данных о давлениях при магмообразовании, трудно оценить первичное содержание воды в магме. Однако уже сейчас на основании имеющихся опытов плавления меймечитов [Геншафт и др., 1968] и сходных с ними перидотитов [O'Hara, Yoder, 1967; Kushiro et al., 1968] можно утверждать, что: 1) роль воды при образовании магмы была существенной; 2) в случае образования магмы на больших глубинах парциальное давление воды было гораздо меньше общего давления и составляло лишь незначительную его часть.

Анализ газовых пузырьков включений в оливине (аналитик Н. А. Шугурова) показал, что они состоят преимущественно из углекислоты: CO_2 94,7 %, газы из группы H_2S 5,3 %. Давление в них при комнатной температуре относительно небольшое, 3,37 атм, а при 1450 ∓ 30 °С приближается к 100 атм. Это давление не сопоставимо с давлениями тех углекислотных включений, которые ранее были найдены Э. Роддером, а затем обнаружены в породах Африканского рифта [Наумов, Поляков, 1971] и щелочных базальтоидах Зеленого Мыса (Т. Ю. Базарова, устное сообщение). Там углекислота была жидкая, ее давление оценивалось приблизительно в 5—6 кбар. Сейчас трудно сказать, отражают ли эти данные условия кристаллизации оливина на сравнительно небольших глубинах и при сравнительно небольших общих давлениях или же они фиксируют только режим углекислоты.

Основным результатом настоящего исследования явилось первое прямое установление высокотемпературного интервала кристаллизации меймечитов: от 1450 ∓ 30 до 1170 °С. Полученные данные подтвердили также магматическую природу этих интересных образований, доказывающих возможность магматической кристаллизации в гипабиссальных условиях малоглиноземистого перидотитового расплава.

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И СПОСОБЫ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМЫ

(Строение верхней мантии и способы образования магмы, М., 1973)

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 Мохоровичича. 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 всесторонний обзор 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 ее образовании 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 минералогического и петрографического состава 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 как 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 алмазсодержащие 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 [Bonney, 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 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 кимбелитам, 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, 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, проведшему 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 °С [Boyd, Nixon, 1970; Соболев Н. В., 1971]. По-видимому, она поднимается выше 1400 °С [Sobolev N. V., 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 N. V., 1971; Rickwood, Mathias, 1970]: 1) эклогиты, содержащие парагенезис гранат — омфацит; 2) дистеновые эклогиты, приближающиеся по составу к гроспидитам; 3) корундовые 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 [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 флогопита *.

Для понимания поведения K_2O в мантии особый интерес представляет находка и изучение пироксена в кристалле алмаза из алмазоносного эклогита. При очень большом сходстве всего его 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. Вильямса 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 В. С. и др., 1969]. Оливин в них 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 алмазсодержащих ультраосновных ассоциаций дунитов и гарцбургитов.

Учитывая указанные ксенолиты и парагенезисы минералов, включенных в алмазах, устанавливаются по крайней мере три типа алмазоносных оливиновых пород [Соболев Н. В., 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 богаты и Cr. Высокое содержание Cr характерно и для других силикатов гипербазитов, причем здесь появляются новые разновидности и виды минералов: гранат с содержанием до 50 % кнорринговитового компонента; пироксен с содержанием до 44 % юрнита; дистен с 20 % Cr_2OSiO_4 (последний не в алмазоносных 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 породообразующих окислов. Необходимо более детальное изучение соотношения 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 %) эклогитовых 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 пиропа кристаллизовалась в кимберлите, т. е. общее количество эклогитов в мантии должно быть гораздо больше указанной цифры. Совершенно другие отношения включений отмечаются для алмазов Урала, где эклогитовый тип резко преобладает. Возможно, это связано с 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 дало возможность Н. В. Соболеву [1971] наметить конкретные минералогические признаки

* 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.

алмазоносности. Кроме повышения давления одной из причин этих изменений является понижение окислительного потенциала, с чем связано почти полное отсутствие Fe_2O_3 в ильмените и хромите, равновесных 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, объясняется 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 среди щелочных базальтоидов шпинелевых пород [Forbes, Kuno, 1965; Kuno, 1969; Kuno, Aoki, 1970], не содержащих 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]. Наконец, 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. 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 Обнаженная, граница полной эклогитизации лежит в области основных пород и раздел Мохо отвечает смене фазового состава [Соболев В. С., Соболев Н. В., 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) [Yoder, 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 большой глубине, до 200—300 км. Особый интерес представляет вопрос о времени дифференциации. Изучение включений биотита [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 Н. В., 1964].

Клейман и Купер [Kleeman, Cooper, 1970] приходят к выводу о дифференцированности мантии на основании исследования шпинельсодер-

жащих ксенолитов из базанитов; по соотношениям изотопов свинца они определяют возраст дифференциации в 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 пиролита, 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 алмазоносного 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 Н. В., 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 быть объяснена изменением химического состава либо фазовыми переходами.

В первом 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.

В последнее время [Ringwood, 1970] получены данные, показывающие существование трех растянутых ступеней изменения удельного веса пород в областях 350—450, 600—700 и 1000—1050 км.

Первая 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 исключены переход большей части Si в шестерную координацию либо распад силикатов на окислы, либо образование 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 третьей ступени [Ringwood, 1970].

Вторым вопросом, в решение которого упирается проблема образования магм мантии и в первую очередь магм более кислых, чем базальтовая, является вопрос о роли воды. По этому поводу 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 мантийны-

ми, присутствуют: а) магнезиальный биотит, б) амфиболы — роговая обманка и своеобразный калиевый рихтерит [Erlank, Finger, 1970], в) титанистый клиногумит [MacGetchin, 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 встречены ни биотит [Соболев Н. В., 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 [1959], калий должен выноситься по крайней мере с глубин до 700 км. Выше уже отмечено, что возраст этих биотитовых пород обычно превышает 1 млрд лет, но движение калийсодержащих растворов, вероятно, продолжается и в более поздние эпохи.

Косвенным показателем участия воды в мантийных магмах является их температура. Уже давно отмечалось, что в фенокристаллах эффузивов нередко присутствуют стекловатые или частично раскристаллизованные включения расплавов с газовыми пузырьками [Ермаков, 1950; Barrabe, 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 [Долгов, Базаров, 1965; Базаров, 1968], позволяющей производить гомогенизацию включений с непосредственным наблюдением до температуры 1600 °С. В дальнейшем в методику термометрии были внесены усовершенствования — водяное охлаждение объективов [Чепуров, Похиленко, 1972] 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 это 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 °С. 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 (в 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 для пород с фенокристаллами амфиболов температуры гомогенизации получены ниже, чем для пород без минералов, содержащих воду.

В настоящее время накоплено уже большое количество данных по температурам 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 которой не вызывает никакого сомнения,— сибирского меймечита [Соболев Н. В. и др., 1972]. Температура кристаллизации оливина из этой породы 1450 °С, а более поздних микрофенокристаллов пироксена — 1250 °С. Весьма высокие температуры получены для лейцитовых пород: для самого лейцита — более 1500—1600 °С, а для пироксена из него — в интервале 1300—1400 °С [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 °С определен для нефелиновых базальтов в Венгрии. Из щелочных пород наиболее низкие температуры кристаллизации получены для лав с островов Атлантического океана: с Канарских островов — 1200—1300 °С, с островов Зеленого Мыса — 1100—1200 °С, причем в последнем случае среди фенокристаллов присутствует амфибол.

Приведенные данные показывают, что соответствующие магмы образовались при незначительном содержании воды, которая 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—1450 °С — для наиболее сухих основных магм;
T = 1200—1300 °С — для основных, средних и кислых магм, несколько более богатых водой;
T = 1100—1200 °С — для магм, наиболее богатых водой.

Интересно отметить, что и для более кислых пород серии андезит — липарит также получены высокие температуры кристаллизации — 1200—1300 °С. Вкрапленники кварца при такой температуре могли кристаллизоваться лишь на достаточно большой глубине при давлении порядка 2—4 кбар. Есть основание полагать, что и вкрапленники кварца 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 из меймечитов имеются некоторые основания говорить о глубинном происхождении по сравнительно высокому содержанию хрома [Соболев Н. В., 1971], что однако прямо свидетельствует только о пониженном потенциале кислорода.

Возвращаясь к температурам гомогенизации расплавленных включений, отметим, что более низкие температуры установлены 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 °С, а температура кристаллизации внешних зон 708—740 °С, что соответствует содержанию воды порядка 5 %.

Наиболее низкотемпературные включения расплавов (от 900—1000 до 600—700 °С) отмечены в дайковых породах типа одинитов [Базарова, Соболев В. С., 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 температурах кристаллизации. Другой путь — это исследование наиболее ранних газово-жидких включений.

В этом случае можно говорить только о том, что температура кристаллизации пород была выше температуры гомогенизации, приближаясь к ней лишь в случае трансмагматических растворов и не очень высоких давлений.

Исследования раскристаллизованных включений, по существу, только начались и связаны со значительными методическими трудностями. 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 °С, а кристаллизация кварца, вмещающего включения, происходила при температуре порядка 900 °С [Томиленко, Чупин, 1971]. Интересно отметить, что типичные расплавные включения с температурой гомогенизации 1200 °С найдены А. И. Чепуровым в оливинах инаглинских дунитов (Алдан), связанных с щелочными породами. Как для гранитов, так и для исследованных дунитов указанные включения однозначно доказывают магматическое происхождение этих пород.

Особенно большой материал собран по газово-жидким включениям в нефелиновых сиенитах [Базарова, 1969]. Здесь также установлены сравнительно высокие температуры гомогенизации, нередко превышающие 900—1000 °С. 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 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, Touray, 1968], которая впервые была обнаружена Реддером [Roedder, 1965] в оливинах ксенолитов из базальтов, причем давление при температуре кристаллизации оценивалось цифрами порядка 5 кбар. Подобная углекислота уже непосредственно в расплавных включениях фенокристаллов была описана для вулканических пород Африканского рифта [Наумов, Поляков, 1971], а затем для щелочных лав островов Зеленого Мыса [Соболев Н. В. и др., 1972; Basarova et al., 1972]. 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.

Подобного 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 [1970] в кристаллических сланцах установлены также включения плотного азота или другого нейтрального газа.

Не останавливаясь на других данных по составу газовых включений, упомянем только, что однозначно доказано: известные давно в нефелиновых базальтах Венгрии битумы никогда не встречаются в первичных включениях [Базарова, Шугурова, 1968], а отмечаются лишь во вторичных, с температурой гомогенизации 1120 °С, 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 позволяют 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 нем, 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 водосодержащими минералами, среди которых главное значение имеет 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 водосодержащих 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 °С и давления 100—40 кбар, образующихся из оливина по реакции $Mg_2SiO_4 + 2H_2O = Mg_2SiH_4O_6$. Сейчас трудно судить о вероятности существования подобных минералов в мантии. Однако исследование наиболее глубинных пироксенов как ромбических, так и моноклинных [Соболев Н. В. и др., 1971] не дает указаний о существовании пироксенов с недостатком SiO_2, что свидетельствует против данной гипотезы. Имеются и другие представления, как, например, 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, Соболев В. С., 1961] 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 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,— видимо, всегда обязателен. Очевидно, значительные массы магмы в мантии также образовались в результате повышения температуры на 100—200 °С, возможно, в результате процесса, близкого к модели зонной плавки [Виноградов и др., 1970]. Эта гипотеза заслуживает дальнейшей разработки и детализации.

Сейчас более вероятной считается модель, в которой задано $P_{H_2O} < P_{общ}$. 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 второго варианта еще недостаточно обоснована, здесь существуют различные толкования. Мы остановимся лишь на первом варианте [Соболев В. С., 1970; Sobolev N. V., 1971], взяв вторым компонентом 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 В. С.,

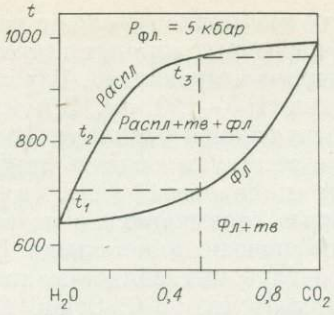


Рис. 1. Схема изменения состава свободного и растворенного флюида в температурном интервале $t_2 - t_1$ при плавлении «гранитной эвтектики» в равновесии со смесью H_2O и CO_2.

1961]. Однако наиболее показательна проекция на грань призмы H_2O—CO_2—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 H_2O/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 H_2O/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 H_2O/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 В. С. и др., 1970; Соболев Н. В., 1971а; Sobolev N. V., 1971], где в качестве исходных данных были приняты точки плавления исходной эвтектики, появились экспериментальные данные [Millhollen, 1970] 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 $P_{общ}$ и $P_{H_2O}/P_{общ}$. 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 водосодержащей 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_{H_2O}. В. Н. Лодочников [1935], например, объяснял таким образом отсутствие 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 типов гранитов. Подобные взгляды высказывались и другими авторами.

Однако наряду с этими совершенно правильными соображениями высказываются также идеи об образовании различных типов магм эффу-

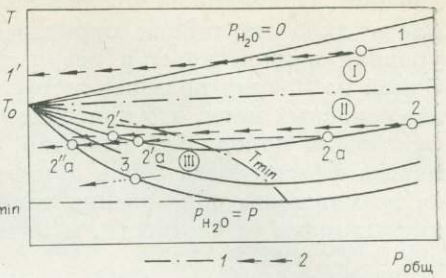


Рис. 2. Схема возможного вертикального движения магмы заданного состава при изменении режима H_2O. Сплошные изолинии отвечают температурам расплава, находящегося в равновесии с флюидом с заданным парциальным давлением.

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

зивных 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 I 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, $2'a$—$2''a$), 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 давлениях, 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 (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 В. С. 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 PT-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 PT-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 PT-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 кристал-

лизации. 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 В. С., 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 (см. рис. 2, 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 (двупироксен-гнейсовой) фации и фации дистеновых гнейсов. При падении давления в пределах поля III (см. рис. 2) 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 результат 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 $P_{H_2O}/P_{общ} = 0{,}1$ (около 1—2 % H_0O). 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 игнимбритов 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 рудопроявлений, связанных с вулканической деятельностью. При дистилляции магм с понижением температуры флюиды должны обогащаться водой, а при температурах менее 280 °С произойдет разделение флюидов в системе H_2O—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 $P_{H_2O} = P_{общ}$. Как видно, трансвапоризация, увеличивая возможность вертикального перемещения при образовании интрузии (2а — 2′а — 2″а на рис. 2), 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. Вероятно, 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 P_{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 содержаний 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 В. С., 1962]. При этом значительно снижается температура кристаллизации, что и отмечено при исследовании стекловатых включений.

Второй случай обогащения водой остаточного расплава,— это когда состав флюида не поддерживается извне восходящим потоком, а изменяется по мере вскипания магмы [Cann, 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 в значительном температурном интервале, а последние порции флюида по 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 °С, но гомогенизация наступает лишь около 900 °С. 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 $P_{H_2O} < P_{общ}$, 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 Йодером [Yoder, 1955] в основу представления о фациях 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 В. С. 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 ее понижением. Наиболее низкие P_{H_2O}, порядка 0,1 P, отвечают растворам мантии, P_{H_2O}, порядка 0,2 P,— высокотемпературным раствором, обезвоженным при образовании кислой магмы (гранулитовая фация). Более высокие P_{H_2O}, порядка 0,5—0,6 P, характерны для температур ниже области мигматизации и наибольшие P_{H_2O} — наиболее низкотемпературной фации метаморфизма, причем вода происходит частично за счет постмагматических растворов — диафтореза, 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 et al., 1968] при высоких давлениях. При сравнительно же низких содержаниях воды $MgSiO_3$, начиная уже с давления порядка 3—5 кбар [Boyd et al., 1964], обладает конгру-

энтным плавлением и «барьер» между оливинсодержащими и кварцсодержащими магмами становится уже непреодолимым 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 постгранитных, диабазовых и лампрофировых даек. В областях вулканизма 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 достаточной информации. Очевидно лишь, что уже по крайней мере в течение 2 млрд 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.

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

Для серии наиболее распространенных в коре щелочно-земельных пород характерны тенденции повышения общего содержания щелочей, а также отношения K_2O/Na_2O с увеличением содержания SiO_2, увеличения железистости фемических минералов. Эти тенденции непосредственно связаны с линией кристаллизации, что удобно проследить на двух типах диаграммы.

I тип диаграммы иллюстрирует отношение состава плагиоклазов и железистости фемических минералов (рис. 3). Уже в 1937 г. на XVII сессии Международного геологического конгресса было показано [Соболев В. С., 1936, 1937], что здесь выявляются существенные различия между поведением пород платформ и складчатых областей. В первом случает 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

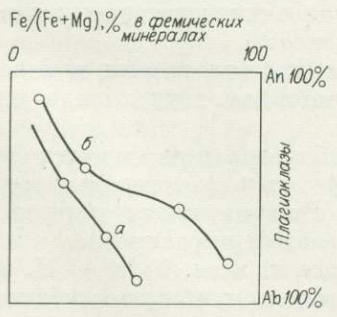


Рис. 3. Схема изменения основности плагиоклаза и железистости фемических минералов при дифференциации щелочно-земельных пород.

а — серия складчатых зон; *б* — серия платформ.

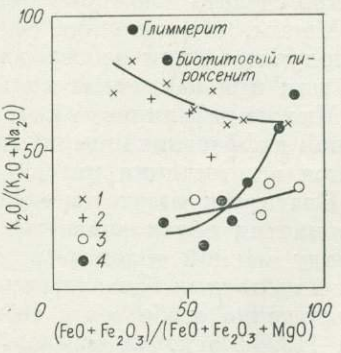


Рис. 4. Схема изменения отношений щелочей и общей железистости в породах различных серий [Соболев, 1970].

1 — лейцитовые породы; *2* —биотитовые лампрофиры; *3* — нефелиновые породы; *4* — базальт-риолитовая серия.

вполне отчетливо, главным является смена минералов фемического ряда по схеме Боуэна. Эти вопросы обсуждались в дальнейшем многими авторами. Как показал Осборн [Osborn, 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 обусловливая 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 Fe_2O_3/FeO.

II тип диаграммы иллюстрирует изменение отношений относительной железистости Fe/Fe + Mg и щелочей K/K + Na (рис. 4). Для серии щелочно-земельных пород прекрасно проявляется закономерная связь этих отношений. Различия в поведении платформенных серий и серий складчатых областей здесь не проявляются так отчетливо, наблюдается лишь то, что последние точки серий платформ (граниты рапакиви) ложатся ближе к углу K—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 $KAlSi_2O_6$—Fe_2SiO_4—SiO_2, а затем во включениях расплава лунных пород [Roedder, Weiblen, 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 щелочно-земельных 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 натриевого 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 ассимиляции материала коры.

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

Совершенно особо ведут себя лейцитовые породы. Уже А. Н. Заварицкий [1939] отметил их характерную петрохимическую особенность: увеличение роли калия параллельно с повышением магнезиальности. Эта тенденция, противоположная линии кристаллизационной дифференциации серии щелочно-земельных 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 °С, то несомненные стекловатые включения в пироксене дают нам температуру более 1350 °С, 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 В. С., 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, 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 уже о том, что при такой ассимиляции должны 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 количественные соотношения, 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-карбонатные 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 соотношения Al и щелочей (что обычно характерно для основных лейцитовых пород), но приводит 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, происхождение которых всегда рассматривается совместно.

Приняв гипотезу о существовании глубинных месторождений биотита, легко связать образование лейцитовых магм с ассимиляцией этого материала. Это может просходить 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 общими вопросами 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 это вынос их из магмы, либо высвобождения при биметасоматозе в его различных формах. Крайним случаем такого метасоматоза является калишпатизация плагиоклаза за счет извлечения калия при разложении липаритового стекла [Соболев В. С., 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 коры 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. «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 1 млрд лет назад, а вероятно, еще гораздо раньше, более 2 млрд 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 указывает на высокую температуру кристаллизации этих минералов и на образование магм при сравнительно низком парциальном давлении воды.

5. На земную поверхность могут изливаться лишь магмы, образовавшиеся при наиболее высокой температуре (1100—1450 °С) и малом парциальном давлении воды. Интрузивные породы, претерпевшие 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 их 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 толеитовые. 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 о содержании и движении 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 $P_{H_2O} < P_{общ}$, в первую очередь системы с H_2O и CO_2, как в области температур дегидратации, так и плавления.

ПРОБЛЕМА ДВУХЭТАПНОГО ОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ*

(Доклады АН СССР, 1975, т. 221, № 2)

Одним из важнейших достижений геологии 60-х годов является выяснение процесса образования океанической коры в срединных океанических хребтах. Базальты толеитового типа выплавляются здесь непосредственно из перидотитовых пород мантии на сравнительно малой глубине и соответственно низком давлении. Гораздо сложнее вопрос образования континентальной коры, который непосредственно упирается в проблему образования кислых пород. Совершенно несомненной является возможность образования гранитной или промежуточной по кислотности магмы за счет переплавления пород континентальной коры под термальным воздействием поднимающихся основных магм или за счет контаминации основной магмой корового материала, богатого SiO_2. В связи с этим остается в силе дискуссия об относительной роли корового и мантийного материала при образовании кислой магмы. Однако эта дискуссия теряет всякий смысл, если перейти к обсуждению проблем первичного образования «гранитного» слоя континентов в ранние стадии развития планеты. В этом случае можно с определенностью говорить лишь о мантийном источнике.

Экспериментальные исследования при высоких давлениях показали, что в системе SiO_2—Mg_2SiO_4 соединение $MgSiO_3$ плавится конгруэнтно уже начиная с давления 3 кбар, т. е. при высоких давлениях становится невозможным выплавление жидкости, пересыщенной SiO_2, из пород, содержащих оливин. Если к данной системе добавить воду [Kushiro, 1972], то не только $MgSiO_3$ сохранит инконгруэнтность до давлений 20 кбар и более, но и длина отрезка такой инконгруэнтности (т. е. участка составов, пересыщенных SiO_2, из которых кристаллизуется оливин) значительно увеличится.

Исходя из представления о первично однородной верхней мантии перидотитового состава (причем, по существу, здесь не будет иметь значения количественное соотношение фаз, а лишь минеральный состав), можно говорить о двух возможных путях образования магмы, пересыщенной SiO_2, из глубинного материала: 1) плавление в зоне астеносферы при высоком содержании H_2O во флюидной фазе и 2) при кристаллизационной дифференциации глубинной базальтовой магмы, образовавшейся в «сухих» условиях в неглубоких очагах. Вариант 2, который лежит в основе теории Боуэна, не может быть универсальным. При такой дифференциации за счет базальтовой магмы может получиться не более 5 % кислой магмы, что не соответствует количественным соотношениям при учете материала всей земной коры. Детальные исследования температуры образования многих вулканических и глубинных пород по гомогенизации расплавных включений [Sobolev N. V. et a ., 1972; Соболев В. С., 1973] показывают высокую температуру магмы. Это, наряду с другими соображениями, высказанными рядом авторов, позволяет утверждать, что в магме вулканических пород присутствует не более 1—2 % воды, а магма интрузивных пород также относительно бедна водой.

Гипотеза тектоники плит и погружения океанической коры под континенты открывает новые возможности в трактовке образования кислой магмы из мантии. При этом нельзя согласиться с тем, что главную роль

* Совместно с Н. В. Соболевым.

здесь играет выделение воды, так как обезвоживание осадков должно происходить уже при сравнительно малой температуре, в основном до 600 °С. Отсутствие значительных количеств воды в образованных магмах и здесь подтверждается их высокой температурой (обычно >1200—1300 °С). Вместе с тем рассмотрение простых реакций эклогитизации основных пород:

$$3Mg_2SiO_4 + 2MgSiO_3 + NaAlSi_2O_5 \cdot 2CaAl_2Si_2O_8 + (30\ \%\ CaMgSi_2O_6) = 2Mg_3Al_2Si_3O_{12} + NaAlSi_2O_6 \cdot 2CaMgSi_2O_6 + (30\ \%\ CaMgSi_2O_6), \quad (1)$$

$$8MgSiO_3 + NaAlSi_3O_8 \cdot 2CaAl_2Si_2O_8 + (30\ \%\ CaMgSi_2O_6) = 2Mg_3Al_2Si_3O_{12} + NaAlSi_2O_6 \cdot 2CaMgSi_2O_6 + (30\ \%\ CaMgSi_2O_6) + 3SiO_2 \quad (2)$$

показывает, что при эклогитизации безоливиновых пород должен получиться эклогит с содержанием ~7 % кварца. Бескварцевый эклогит получается лишь при эклогитизации габбро или базальта, содержащего 15—20 % оливина, а в среднем алмазоносном эклогите — до 30 %. Указанная цифра несколько изменится в зависимости от основности участвующего в реакции плагиоклаза. Пересчет на эклогитовый состав среднего океанического толеита [Дмитриев, 1973] также приводит нас к близким результатам (см. таблицу). Содержание кварца в эклогите здесь порядка 6 %. При этом пересчете весь K_2O учтен в виде ортоклаза, так как в клинопироксен он входит при гораздо более высоких давлениях, превышающих 30—50 кбар [Соболев В. С. и др., 1971].

В полученном таким образом кварцевом эклогите при повышении температуры должна выплавляться эвтектическая жидкость с высоким содержанием SiO_2, состав ее будет зависеть от давления и содержания воды. При этом за счет такого эклогита, в расчете на свободный SiO_2, может получиться до 25 % гранит-липарита и значительно большее количество магмы среднего, дацит-андезитового состава. Вопрос о балансе К сложнее и требует допущения его миграции со значительных глубин [Виноградов, 1959; Соболев В. С., 1973]. Именно таким образом, по-видимому, и образуются породы андезитового пояса, обрамляющего Тихий океан [Барсуков, Дмитриев, 1972; Ringwood, 1969], причем, по Г. С. Горшкову, это представление хорошо увязывается и с данными по изотопам Sr. То же, очевидно, относится и к другим, более древним, андезитовым порфиритовым поясам, а также к интрузивным комплексам мантийного происхождения.

Переходя к проблеме образования «первичных» кислых пород на ранних стадиях развития Земли, мы теперь будем иметь две альтернативные гипотезы: 1. В эту эпоху количество водных растворов было значительно

Средние составы (вес. %) базальта срединных океанических хребтов (1) и алмазоносного эклогита (2) и их пересчеты по американской системе CIPW(A) *и на эклогитовый состав* (Б)

Компонент	1	2	А		Б		
			Компонент	1	2	Компонент	1
SiO_2	49,8	46,2	Ильменит	2,7	1,7	Ортоклаз	1,1
TiO_2	1,4	0,9	Ортоклаз	1,1	—	Рутил	1,4
Al_2O_3	16,1	18,2	Альбит	23,1	20,0	Жадеит	17,8
Fe_2O_3	2,3	—	Анортит	30,9	38,9	Диопсид	23,0
FeO	7,7	13,1	Магнетит	3,2	—	Альмандин	23,0
MnO	0,2	0,2	Диопсид	21,3	9,3	Пироп	13,0
MgO	8,1	9,0	Гиперстен	10,6	—	Гроссуляр	15,3
CaO	11,5	10,0	Оливин	7,1	30,1	Кварц	5,7
Na_2O	2,7	2,4					
K_2O	0,2	0,03					
Сумма. . .	100,0	100,03					

Примечание. 1 — по Л. В. Дмитриеву, 2 — по Н. В. Соболеву. Средний состав алмазоносного эклогита (2) из кимберлитов пересчитан исходя из данных по составу гранатов и пироксенов и среднего минералогического соотношения (65 % граната, 35 % пироксена, 0,5 % рутила).

большим, и кислые магмы могли выплавляться непосредственно из перидотита (пиролита). 2. Кислые и средние магмы выплавлялись за счет погруженных на значительную глубину эклогитизированных основных пород первичной океанической коры [Барсуков, Дмитриев, 1972].

Первая гипотеза не может быть принята, так как она прежде всего не объясняет основного вопроса образования континентальной коры в некоторых ограниченных областях земной поверхности. Еще более важным является то обстоятельство, что нигде не устанавливается более низкая температура образования магматических, особенно субвуканических, пород в наиболее древние эпохи. Как показывают простые теоретические соображения, излияние такой магмы, богатой водой, на поверхность или внедрение на небольших глубинах вообще невозможно [Соболев В. С., 1973].

Таким образом, наиболее вероятной картиной образования земной коры является следующая двухэтапная схема (другой вариант см. [Сорохтин и др., 1971; Ушаков, 1974]).

В наиболее ранний период образуется базальтовая океаническая кора за счет выплавления на небольших глубинах, при этом области такого выплавления могли быть более обширными, чем современные тепловые швы океанических хребтов. В следующий этап, после формирования достаточно мощной коры океанического типа на всей Земле, происходят разломы и поддвигание плит, сопровождающиеся образованием кислых и других магм на соответствующих швах. Такие швы представляют собой первые зародыши континентальной коры, которые при дальнейшем разрастании и привели к образованию континентов. В более позднее время такое разрастание продолжается, но идет, очевидно, более медленными темпами. Об этом свидетельствуют, например, как показано Н. Л. Добрецовым, сдвиги глаукофансланцевых поясов, отвечающих, по современным представлениям, областям древних глубоководных желобов. Вероятно, новым зарождающимся континентом является район расположения островов Тонга, находящихся на границе двух плит, где происходит поддвигание океанической коры не под континент, а под другую плиту с океанической же корой.

Представленная схема частичного выплавления эклогитов хорошо согласуется с минералогическими особенностями глубинных алмазоносных ксенолитов и включений эклогитовых минералов в алмазах [Соболев Н. В., 1974]. В большинстве случаев здесь полностью отсутствует коэсит, и по составу они соответствуют пикритовым базальтам, отвечающим при больших давлениях наиболее тугоплавким парагенезисам — термическому барьеру между кварцевыми и оливиновыми породами. С этой точки зрения понятной становится высокая и колеблющаяся в широких пределах железистость фемических минералов этих эклогитов, что не позволяет рассматривать их как реститы, образовавшиеся за счет частичного плавления мантийных гипербазитов. Понятно, что такие эклогиты по своему среднему составу существенно отличаются от экологитов метаморфических комплексов земной коры, так как среди последних преобладают кварцевые разновидности, не подвергшиеся частичному выплавлению. Однако области составов мантийных и коровых эклогитов частично перекрываются, так как среди коровых эклогитов есть породы, образовавшиеся в результате метаморфизма различных типов базальтов, иногда с высоким содержанием оливина. В отдельных случаях и в эклогитах мантии плавление не доходит до полного исчезновения свободного SiO_2, как об этом свидетельствуют редкие находки включений коэсита в природных алмазах.

Представляется вероятным, что уже после образования мощной континентальной коры в ее глубоких частях происходит эклогитизация. Это сначала приводит к сдвигу границы Мохо [Соболев В. С., Соболев Н. В., 1964], а затем, возможно, к вертикальному погружению эклогитовых блоков с таким же выплавлением магм, пересыщенных SiO_2.

Учитывая приведенные выше количественные соотношения и разницу в удельных весах гранитов и эклогитов, следует предположить, что под континентами суммарная мощность эклогитов должна быть примерно в 2—3 раза больше мощности гранитового слоя, т. е. порядка 40—60 км. Однако часть этих эклогитов, вероятно, погрузилась на значительную глубину, возможно, даже в нижнюю мантию, вплоть до границы мантии и ядра (?!), где могла произойти соответствующая реакция восстановления железа. Вследствие этого количество эклогитов в верхних частях мантии под континентами оказывается сравнительно небольшим, порядка 10 % [Соболев Н. В., 1974]. Гораздо большую мощность эклогитов можно ожидать в пограничных областях океан — континент, маркируемых прежде всего поясами глаукофановых сланцев, что согласуется с данными об особенностях состава кристаллических включений в алмазах Урала, где, в отличие от алмазов платформ, резко преобладает эклогитовый парагенезис [Соболев Н. В., 1971].

Другим следствием предложенной схемы должно быть полное отсутствие эклогитов в мантии под океанами. В противоречии с этим находятся случаи обнаружения эклогитовых пород на Гавайских островах. Однако эти породы резко отличаются от типичных эклогитов в кимберлитах, особенно в алмазоносных; обычно они содержат оливин и, возможно, представляют собой продукты ранней кристаллизации в магматических очагах на средней глубине (порядка 60—70 км). Мы специально обращаем внимание на этот вопрос, так как здесь намечается одна из возможностей проверки справедливости предложенной гипотезы.

В заключении следует отметить, что представление о низком содержании воды в магмах и высоком парциальном давлении CO_2 мантийных флюидов не согласуется с соотношением H_2O и CO_2 в земной коре. Как известно [Ronov, Yaroshevsky, 1969], количество H_2O в расчете на слой 20 км достигает 9 %, в то время как количество CO_2 — менее 1 %. Представление об астеносфере — области частичного плавления — исключает допущение прямого поступления больших количеств воды из мантии. Образование магмы в астеносфере должно обезвоживать флюид, и отношение H_2O к CO_2 в восходящих растворах должно быть значительно меньше, чем в образовавшейся магме. Существенное количество ювенильных растворов из мантии может поступать лишь в областях неглубокого зарождения магмы в океанических швах, особенно там, где они подходят к континентам, как, например, область Красного моря. Отсюда, естественно, вытекает гипотеза о более раннем образовании гидросферы — до формирования земной коры — гипотеза, подробно развиваемая В. В. Хлестовым.

Представленная схема, основанная на ряде фактических данных, полученных в последние годы, ставит перед исследователями ряд задач для проверки и развития ее основных положений. Путями такой проверки в области петрологии и геохимии являются: детальные исследования глубинных ксенолитов в кимберлитах, кристаллических включений в алмазах, а также ксенолитов вулканических пород как континентов, так и океана; развитие и использование методов определения температуры кристаллизации вулканических и интрузивных пород; статистические расчеты баланса вещества. В области геологии она в значительной степени связана с гипотезой тектоники плит, тщательная проверка и развитие которой должны во многом определить пути развития современной геологической науки.

ОБРАЗОВАНИЕ МАГМ И МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

(Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии, Новосибирск, 1976)

Обильный фактический материал петрографии изверженых пород, накопленный в конце XIX и начале XX столетия, а также экспериментальные исследования плавления силикатных систем, начатые в конце первой четверти столетия, послужили основой теории эволюции изверженных пород. В 60-х годах начался новый этап развития петрологии, в основу которого было положено: 1. Изучение минералогического состава пород мантии в сочетании с детальными геофизическими исследованиями и общим развитием геологической теории. 2. Эксперименты по плавлению силикатов как «сухих», так и в присутствии летучих. 3. Дальнейшее развитие петрографических и геохимических исследований (парагенетический анализ, изучение расплавных и других включений в минералах, исследование распределения компонентов-примесей и изотопов и т. д.).

Огромный поток информации, полученный за последнее время, позволяет по-новому подойти к обсуждению генезиса магматических пород, все более ограничивая рамки разумной дискуссии и заставляя часто пересматривать высказываемые гипотезы [Соболев В. С., 1973]. При этом стало возможным основное внимание сосредоточить уже не на проблеме эволюции, а на самом генезисе магм как в земной коре, так и в мантии. Эти проблемы рассматривались автором очерка совместно с большим коллективом, и здесь приводятся некоторые выводы этих исследований.

Понимая, что мантия Земли состоит, главным образом, из перидотитов, т. е. частичное плавление происходит в присутствии избытка оливина, мы должны прежде всего обратиться к рассмотрению равновесия в простейшей системе Mg_2SiO_4—Si. Для низких давлений эта система явилась одним из краеугольных камней фундамента теории дифференциации магмы. Были установлены инконгруэнтное плавление $MgSiO_3$ и соответственно возможность выплавления жидкости, пересыщенной кремнеземом, из пород, богатых оливином.

Гораздо позднее было показано, что при повышении давления происходит не только повышение температуры плавления, но и смещение перитектической точки. Уже при давлении порядка 5 кбар она превращается в эвтектическую точку, и $MgSiO_3$ становится непроходимым термическим барьером (рис. 1). Однако добавление воды не только снижает температуру плавления, но в еще большей степени приводит к горизонтальному сдвигу перитектической точки в обратном направлении, значительно расширяя возможность образования «кислых» выплавок.

Наряду с водой сдвиг перитектической точки оливин — пироксен должен происходить и при добавлении других компонентов. В общем виде это было сформулировано Д. С. Коржинским [1959]: «Повышение основности расплава посредством растворения в нем добавочного компонента — сильного основания... должно расширять поля кристаллизации более сильных оснований и основных соединений за счет менее основных соединений и в особенности за счет кислотных компонентов и их соединений».

Интересные эксперименты Куширо [Kushiro, 1975] дали прямое подтверждение этой закономерности (рис. 2). Высказаны гипотезы о роли смещения некоторых границ при образовании различных серий пород. Однако в рассматриваемом случае основные компоненты, добавляемые в значительных количествах, например глинозем, железо и кальций, почти не смещают «пироксенового» порога, и их роль более чем компенсируется увеличением содержания связанного с ними кремнезема. Важное значение имеет лишь содержание CO_2, который действует здесь как энергичный кислотный компонент (см. рис. 1).

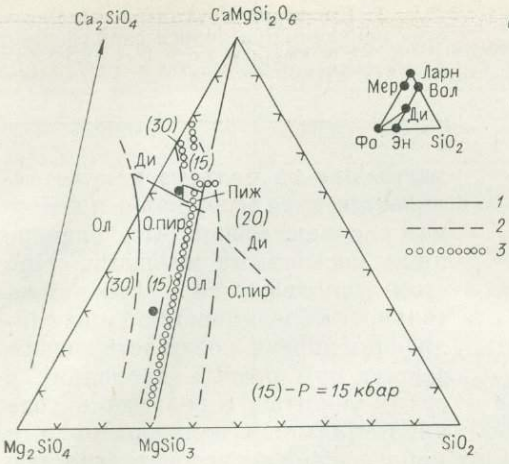


Рис. 1. Изменение плавления в системе форстерит — диопсид — кремнезем с изменением давления в присутствии воды и углекислоты [Eggler, 1973—1974]. См. также рис. 3.

1 — линии плавления для систем с CO_2; *2* — линии плавления для систем с H_2O; *3* — плавление в сухой системе. Принятые сокращения: Ол — оливин, О.пир. — ортопироксен, Ди — диопсид, Пиж — пижонит, Фо — форстерит, Эн — энстатит, Вол — волластонит, Ларн — ларнит, Мер — мервинит. Цифры в скобках — давление (кбар).

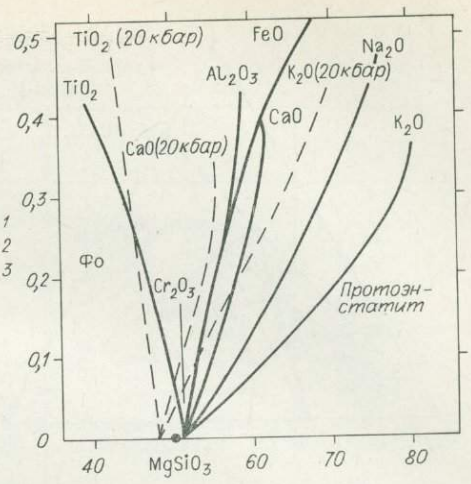


Рис. 2. Смещение ликвидусных кривых в системе Mg_2SiO_4 — $MgSiO_3$ для атмосферного давления и давления 20 кбар при добавлении различных компонентов.

По вертикальной оси дана молекулярная доля компонента, по горизонтальной — $SiO_2/(MgO + SiO_2) \times 100$ [Kushiro, 1975].

Гораздо большее значение имеет усложнение системы за счет минеральных превращений при высоких давлениях, а именно преобразование базальта в эклогит. Как видно из приведенного ниже уравнения и данных табл. 1, при этом освобождается существенное количество кремнезема (до 10 %), а эклогит, не содержащий фазы состава SiO_2, образуется за счет пород, содержащих более 20 % оливина. Последняя цифра еще возрастет, если учесть содержание кальция в гранате (рис. 3).

Таким образом, важнейшим критерием, определяющим состав выплавок, является содержание воды. Так как вода при кристаллизации пород может либо совсем не войти в состав минералов, либо входит в первичные минералы (роговая обманка, биотит) лишь частично, выделяясь из

Таблица 1

Средние составы (вес. %) базальта срединных океанических хребтов (1) и алмазоносного эклогита (2) и их пересчеты по американской системе CIPW (А) *и на эклогитовый состав (Б) [Соболев В. С., Соболев Н. В., 1975]*

Компонент	1(4)	2(8)*	А			Б	
			Компонент	1	2	Компонент	1
SiO_2	49,8	46,2	Ильменит	2,7	1,7	Ортоклаз	1,1
TiO_2	1,4	0,9	Ортоклаз	1,1	—	Рутил	1,4
Al_2O_3	16,1	18,2	Альбит	23,1	20,0	Жадеит	17,8
Fe_2O_3	2,3	—	Анортит	30,9	38,9	Диопсид	23,0
FeO	7,7	13,1	Магнетит	3,2	—	Альмандин	23,0
MnO	0,2	0,2	Диопсид	21,3	9,3	Пироп	13,0
MgO	8,1	9,0	Гиперстен	10,6	—	Гроссуляр	14,3
CaO	11,5	10,0	Оливин	7,1	30,1	Кварц	5,7
Na_2O	2,7	2,4					
K_2O	0,2	0,03					

* Средний состав алмазоносного эклогита из кимберлитов получен исходя из данных по составу гранатов и пироксенов и среднего минералогического соотношения (64,5 % граната, 35 % пироксена, 0,5 % рутила). Эклогитовая реакция: $(CaAl_2Si_2O_8 + nNaAlSi_3O_8) + 4MgSiO_3 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + (CaMgSi_2O_6 + nNaAlSi_2O_6) + (1 + n)SiO_2 \cdot n \leqslant 1$.

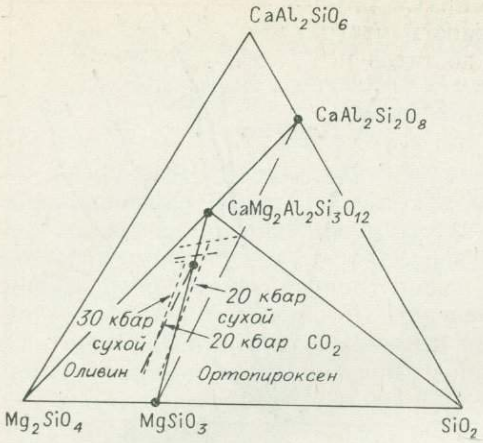


Рис. 3. Смещение границы парагенезисов с оливином при эклогитовой реакции [Eggler, 1974].

магмы при ее подъеме и кристаллизации, то ее содержание в исходном расплаве может быть оценено лишь косвенными методами. При этом используются экспериментальное моделирование кристаллизации породы соответствующего состава при разных давлениях в сухих условиях и сравнение хода кристаллизации в лаборатории с наблюдаемой последовательностью выпадения минералов в породах, а также оценка температуры магмы, из которой образовалась порода.

Метод моделирования сейчас все чаще применяется петрографами [Eggler, Burnham, 1973] преимущественно для вулканических пород. При этом оказывается, что исходная магма должна была содержать лишь небольшое количество воды, обычно до 2 %. Этот результат является отнюдь не неожиданным, так как магма может излиться на земную поверхность лишь при условии, когда температура ее после адиабатического охлаждения и некоторой потери тепла за счет теплоотдачи при подъеме остается выше температуры «сухого солидуса». Это обстоятельство обычно не учитывается при общих рассуждениях о возможности образования тех или иных магм, особенно для андезитовой магмы островных дуг при большом содержании воды.

Вода является главным, а в первом приближении единственным летучим компонентом, резко изменяющим температуру плавления силикатных систем, причем снижение температуры плавления, по сравнению с сухими силикатами, в равновесии с летучей фазой достигает 300—600 °С. При сравнительно низком содержании воды изолинии имеют очень малый положительный наклон (рис. 4), а в области 3—5 % H_2O

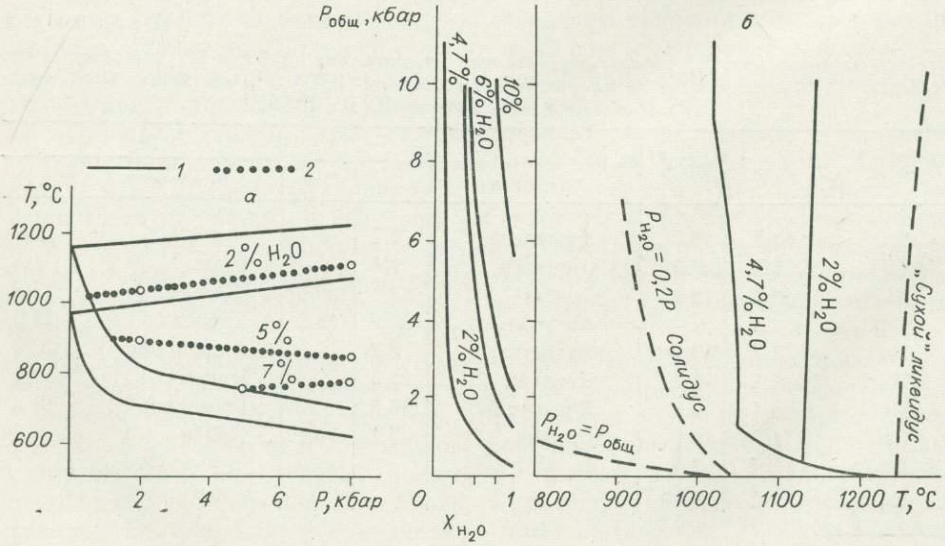


Рис. 4. Процентное содержание воды в ликвидусе.

а — в искусственном граните; составлено по материалам [Whitney, 1975]: *1* — кривые плавления, *2* — изолинии содержания воды; *б* — в андезите [Eggler, Burnham, 1973].

Таблица 2

Максимальная температура гомогенизации первичных расплавных включений в минералах некоторых вулканических пород [Базарова и др., 1975]

Порода	Местонахождение	Минерал	T°, C
Меймечит	Сибирская платформа	Оливин	1450
		То же	1230
Пикритовый габбро-диабаз	Норильск	»	1270
Базальт	Камчатка, сопка Ключевская	»	1290
Андезит	Западная Камчатка	Плагиоклаз	1370
	Влк. Авача, Камчатка	То же	1340
	Влк. Хангар, Камчатка	»	1360
		Роговая обманка	1130
	Влк. Безымянный, Камчатка	Плагиоклаз	1350
Липаритовые пемзы	Влк. Хангар, Камчатка	»	1390
Гиалодацит	Закарпатье	Кварц	1260 *
		Плагиоклаз	1340
		Пироксен	1290
Игнимбриты	Аляска, Катмай	То же	820—840 **
Пантеллериты	О. Пантеллерия	»	860
Кварцевый порфир	Тянь-Шань	»	1320
Липарит	Исландия	»	1150
		Санидин	1200
Гранит-порфир	Болгария	То же	1290
Трахибазальт	Западная Камчатка	Пироксен	1220
		Апатит	1270
		Биотит	1220
		Калишпат	1250
	О. Тенериф	Пироксен	1200
		Плагиоклаз	1180
		Апатит	1240
Нефелиновый базальт	Венгрия	Оливин	1290
		Пироксен	1280
		Нефелин	1120
Этиндин	О. Майо, Зеленый Мыс	Пироксен	1160
		Амфибол	1140
		Апатит	1180
Вайомингит	США	Пироксен	1270
		Биотит	1270
		Лейцит	1250
Лейцитит	Руанда	Пироксен	1240
		Лейцит	1220
Лейцитовый тефрит	Везувий	Пироксен	1340
		Плагиоклаз	1320

* И ниже, вплоть до 740° в краях зерен.
** R. Clocchiatti [1975].

вначале даже отрицательный наклон, поэтому определение температуры магмы в начале ее кристаллизации (учитывая адиабатическое охлаждение) позволяет с достаточной достоверностью определить содержание воды в ней даже в том случае, когда неизвестна глубина (а соответственно и давление) ее зарождения.

Самым надежным термометром нам представляется гомогенизация расплавных включений в фенокристах [Базарова и др., 1975; Соболев В. С. и др., 1972; Bazarowa et al., 1972; Sobolev N. V. et al., 1974, 1975], ставшая возможной при непосредственном наблюдении под микроскопом в специальных камерах конструкции Ю. А. Долгова и Л. Ш. Базарова. Не обсуждая здесь самого метода, отметим лишь, что достаточная точность получаемых величин проверена как экспериментально, так и по сопоставлению с другими петрографическими данными. Как и следовало ожидать, сравнение полученных величин (табл. 2) с экспериментальными данными (рис. 5) показывает, что температура магм была весьма близка к темпера-

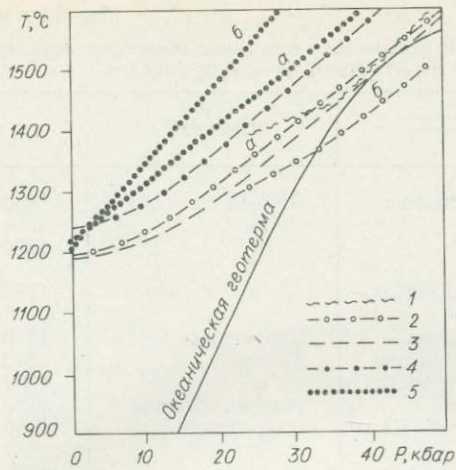


Рис. 5. Температура плавления известково-щелочных пород.

1 — липарит, по Ишбулатову [1975]; *2* — дацит (*а* — по Грину и Рингвуду [1968], *б* — по Ишбулатову [1975]); *3* — андезит, по Грину и Рингвуду [1968]; *4* — кварцевый толеит, по Грину и Рингвуду [1968]; *5* — температура солидуса пиролита (*а* — по Грину и Рингвуду [1968], *б* — гранатовый лерцолит [Kushiro, 1973]).

турам сухих систем и содержание воды для эффузивных пород лишь в редких случаях достигало величин порядка 2 %, что отвечает понижению температуры плавления на 100—150 °С. Гомогенизация «вторичных» расплавных включений в залеченных трещинах кристаллов позволяет оценить температуру закалки, которая лежит обычно в пределах 1050—1150 °С и хорошо совпадает с данными по определению температур изливающихся лав. Лишь в отдельных случаях для кислых лав (по температуре включений в краевых частях фенокристов) и ингимбритов Камчатки устанавливается значительное обогащение водой (до 6 %) в сравнительно неглубоком промежуточном очаге, что приводит к взрыву с образованием пемз. Более низкие температуры гомогенизации включений в кварце, порядка 860 °С (данные И. Т. Бакуменко), характерны также для пантеллеритов, переданных нам Р. Клоккьятти (см. табл. 2). Понижение температуры конечной кристаллизации связано здесь, очевидно, с повышенным содержанием щелочей.

Изучение включений в фенокристах позволило установить также участие в образовании расплавов углекислоты [Соболев В. С. и др., 1971; Соболев В. С., Базарова, 1973; Bazarowa et al., 1972]. «Вскипание» этих включений происходило при давлениях порядка 5—6 кбар. На совещании по экспериментальной минералогии и петрографии в Новосибирске в 1968 г. в качестве одной из важнейших задач ближайшего периода было намечено изучение систем со сложным флюидом H_2O—CO_2 и дана схематическая диаграмма такого равновесия при плавлении [Соболев Н. В. и др., 1971; Sobolev N. V., 1971], иллюстрирующая изменение температуры солидуса, а не только ликвидуса, как это имеет место при участии одной только воды. При этом происходит также «осушение» флюида при образовании расплава. Эта трудная в техническом отношении задача действительно оказалась в центре внимания исследователей [Рябчиков, 1975; Кадик, 1975]. При этом полностью подтвердились предварительные выводы и получены количественные данные, позволяющие судить о соотношении воды и углекислоты в исходном флюиде. Показано, что качественное изменение плавления оливиновых пород происходит в интервале P_{H_2O} между 0,5 и 0,6 $P_{общ}$. Соответственно при образовании некоторых вулканических пород P_{H_2O} было весьма низким, значительно ниже 0,1 $P_{общ}$.

На основании вышеизложенного очевидно, что все рассуждения об образовании магм на больших глубинах надо начинать с рассмотрения сухих силикатных систем и прежде всего системы MgO—CaO—Al_2O_3—SiO_2, которая в природе осложняется другими компонентами, в первую очередь натрием и железом. Для этой системы, изученной при высоких давлениях еще далеко не полно, имеются основные данные, позволяющие сделать важные выводы. Для важнейшего разреза форстерит — пироп —

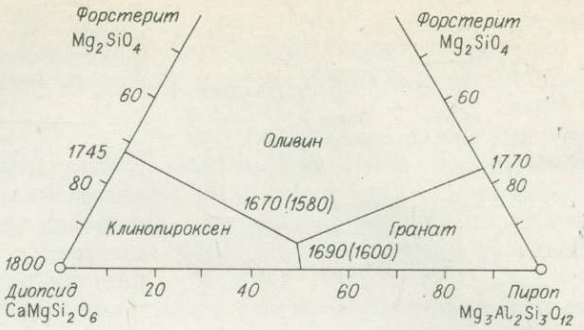


Рис. 6. Диаграмма плавления системы диопсид — пироп — форстерит при 40 кбар [Дэвис, Шерер, 1968].

Цифры в скобках — вероятные температуры для пород с высокой железистостью гранатов.

диопсид, отвечающего упрощенной модели гранатового верлита при 40 кбар [Дэвис, Шерер, 1968], установлена эвтектическая схема кристаллизации (рис. 6). Тройная точка как по температуре, так и по составу лежит очень близко к двойной эклогитовой эвтектике, а именно при 1670 °С и составе Ди — 47 %, Фо — 6 %, Пир — 47 %. При пересчете эвтектического состава на норму при низких давлениях Ан — 32,4 %, Ди — 21,8 %, Эн — 23 %, Фо — 22,9 %. Для реальных перидотитов и эклогитов благодаря содержанию в гранате гроссуляра более 15 %, а также жадеитового компонента в пироксене в нормальном составе должно увеличиться содержание анортита, и появится альбит за счет энстатита, возрастет количество оливина. Этот разрез осложняется также значительной растворимостью глинозема в пироксене при высоких температурах, так что в некоторой области составов гранат появляется только при температурах субсолидуса.

Так как в мантийных перидотитах обычно гранат преобладает над клинопироксеном, последний должен полностью раствориться в эвтектической точке. Далее изменение состава жидкости будет происходить по линии гранат — оливин до полного растворения граната и, наконец, по прямой в поле оливина. Присутствие в перидотитах ромбического пироксена лишь незначительно усложнит данную схему. При этом, в отличие от мнения О'Хара, мы полагаем, что энстатит должен исчезнуть раньше граната и гранатовые дуниты являются наиболее распространенной породой (реститом) на больших глубинах, отвечающих образованию кимберлитовых очагов.

Таким образом, можно принять установленным, что при давлениях выше 30—35 кбар в отсутствии или при малом содержании воды за счет перидотитов получаются лишь расплавы с оливиновой эвтектикой с содержанием не менее 20—30 % нормативного оливина. Такие породы сравнительно редки и обычно имеют уже специальное название (группа пикрита). Для сравнения отметим, что для средних оливиновых базальтов континентальных и океанических формаций нормативное содержание оливина составляет около 10 %.

При более низких давлениях плавление в рассмотренной системе осложняется кристаллизацией шпинели на ликвидусе, а ниже 30 кбар [Kushiro, Yoder, 1974] в эклогитовом разрезе появляется поле инконгруэнтной кристаллизации форстерита, которое быстро расширяется с понижением давления (рис. 7). Таким образом, на глубинах порядка 80 км за счет отсадки оливина могут образоваться магмы, близкие к обычным базальтам. Если такой расплав закристаллизуется на глубине в промежуточном очаге, то образуется эклогит или даже кварцевый эклогит, что особенно важно для дальнейших рассуждений. О'Хара полагает, что уже в процессе дифференциации выпадают пироксен-гранатовые агрегаты, отвечающие эклогиту, что, по мнению автора очерка, не может считаться обоснованным.

Оценка вышеупомянутой гипотезы Йодера и др. затруднена вследствие отсутствия данных о глубинной кристаллизации. Образование вкрапленников обычных эффузивов, как это следует из парагенезиса оливина

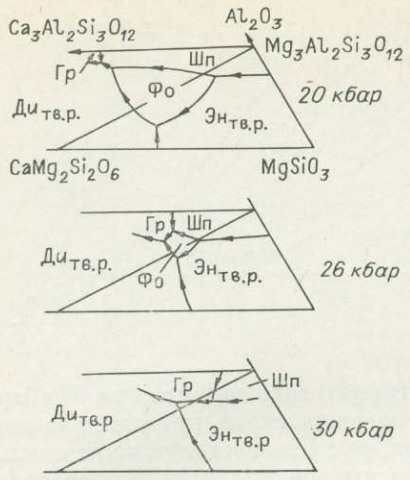


Рис. 7. Схематические диаграммы, иллюстрирующие расширение поля кристаллизации форстерита из эклогитового расплава с понижением давления [Kushiro, Yoder, 1974.]

с основным плагиоклазом и данных по включениям углекислоты, обычно происходит при более низких давлениях, начиная с 6—7 кбар. Однако к глубинным вкрапленникам относятся так называемые мегакристы некоторых щелочных базальтоидов [Соболев и др., 1975], в особенности оливин меймечитов и кимберлитов. Как отмечают сами авторы гипотезы, данная схема, конечно, не объясняет существования эклогитов на более глубоких горизонтах и прежде всего алмазоносных эклогитов.

В океанах проще всего дело обстоит со срединными хребтами, где выплавление происходит при весьма незначительных давлениях за счет перидотитов, содержащих плагиоклаз. Но и здесь появляется своя сложность, так как «пиролиты» должны довольно быстро истощаться и для образования больших масс базальта должен быть непрерывный привнос новых масс свежей мантии. Достаточно хорошо объясняется образование базальтов океанических островов на глубинах порядка 60—100 км. Экспериментальные исследования показали, что при давлениях порядка 25—30 кбар альбитовый барьер, имеющий такое большое значение при низких давлениях, перестает существовать, что в основном и объясняет [Йодер, Тилли, 1965] непосредственную связь базальтов толеитовых (с нормативным гиперстеном) и щелочных (с нормативным нефелином), например, на Гавайских островах. Повышение содержания углекислоты благоприятствует образованию недосыщенных базальтоидов (например, о-ва Зеленого Мыса).

Магмы, образованные на больших глубинах и не подвергшиеся дифференциации, относятся к типу пикритов, а недавно для целой группы таких пород предложено новое название — коматииты [Viljoen M., Viljoen R., 1969; Schau, 1974]. Если в отдельных местах за счет ли поднятия температуры по тем или иным причинам или повышения парциального давления воды плавление продолжается в более обширном интервале в поле оливина, то это может привести к образованию настоящих ультраосновных магм. Наиболее типичной магматической ультраосновной породой является меймечит, широко распространенный в северо-западной части Сибирской платформы [Васильев, Золотухин, 1975]. Отдельные вкрапленники оливина, часто достигающие 1 см и более, иногда скелетного строения, богатые расплавными включениями, несомненно, образовались на большой глубине, что непосредственно доказывается по высокому содержанию в них хрома. Не исключена возможность, что отчасти они представляют собой остаточный (реститовый) перекристаллизованный в расплаве оливин, вынесенный из первичного очага. Температура гомогенизации включений 1450 °С. Температура плавления форстерита при 40 кбарах около 2100 °С, температура эвтектики форстерит—диопсид 1750 °С, те же температуры для систем, насыщенных водой, соответственно равны 1350 и 1200 °С. Учитывая: а) содержание железа, б) сдвиг в сторону эвтектики, в) присутствие добавочных компонентов, температуру ликвидуса меймечита можно соответственно принять 1900 °С для сухой системы и 1250 °С для системы с водой.

Если считать, что температура гомогенизации 1450 °С близка к температуре магмы (а подобные максимальные цифры получены и по пироксеновым термометрам для перидотитов [Соболев Н. В., 1974]), то ока-

зывается, что хотя такой расплав и далек от насыщения H_2O, он первоначально должен быть весьма богат водой. Необходимое количество воды понизится, если принять, что часть оливина была остаточной и подверглась перекристаллизации. Проблема заслуживает дальнейшего изучения.

По мнению автора, к этому же типу глубинных магматических ультрабазитов относятся и кимберлиты. Однако вторичная измененность этих пород, брекчиевая текстура и обилие ксенолитов, что связано с очень быстрым продвижением магмы непосредственно из глубинных очагов, приводят к широким, не всегда обоснованным, дискуссиям по поводу образования этих пород.

Наряду с рассмотренными тремя гипотезами образования эклогитов: 1) при кристаллизации на глубине соответствующих расплавов, образовавшихся в результате глубинной дифференциации; 2) при выплавлении расплавов, обогащенных водой; 3) в результате сегрегации кристаллов граната и пироксена, но без коэсита или кварца (т. е. даже без участия эклогитов в строении мантии), имеется еще и четвертый принципиально иной вариант, наиболее вероятный, по мнению автора,— гипотеза образования эклогитов за счет основных пород земной коры. Это связано с погружением океанической коры в зонах Заварицкого — Бениофа [Грин, Рингвуд, 1968; Соболев В. С., Соболев Н. В., 1964; Стишов, 1963] или с эклогитизацией при соответствующих условиях в нижней части континентальной коры [Соболев и др., 1975; Соболев В. С., Соболев Н. В., 1964; Стишов, 1963; Соболев В. С., Соболев Н. В., 1975].

Рассмотренные трудности в отношении базальтов еще в большей степени относятся к генезису кислых магм андезит-липаритового ряда. Возможность их образования на значительной глубине за счет плавления перидотитов полностью связана с высоким давлением воды, что исключается данными определения температуры кристаллизации вкрапленников. При принятии мантийного источника расплава остается две возможности: 1) кристаллизационная дифференциация на малых глубинах и 2) ассимиляция больших масс (вплоть до переплавления) сиалического материала коры.

Схема кристаллизационной дифференциации хорошо известна благодаря трудам Боуэна [1934] и его последователей и основана на представлении об отсадке ранее выпавших кристаллов (вследствие действия силы тяжести, при отжимании жидкости, при движении магмы и т. д.) и отделении остаточной жидкости. В основе этой широко известной схемы лежит диаграмма плавления системы анортит — альбит — диопсид, из которой следует, что при кристаллизации остаточной жидкости образуется все более и более кислый плагиоклаз и одновременно уменьшается содержание диопсида. В более сложных системах, включающих природную магму, наряду с этим происходят ступенчатая реакционная смена фемических минералов, накопление калиевого полевого шпата и свободного кремнезема, что приводит к следующей последовательности пород: оливиновое габбро — норит — диорит — гранодиорит — гранит. За счет отсадки и накопления ранних кристаллов образуются либо гипербазиты, либо анортозиты.

От указанной схемы имеется ряд отклонений, которые вызвали серьезную критику. Здесь прежде всего не учтено изменение железистости фемических минералов [Fenner, 1931]. Не учтено также существование значительных «сдвигов» левой части ряда по отношению к правой с образованием, например, диопсидовых и роговообманковых гранитов или амфиболовых габбро.

Д. С. Коржинским [1946] было показано, что отмеченные сдвиги в гранитоидах связаны с изменением содержания щелочей, которым он приписывал особо «подвижное» поведение. При прибавлении щелочей происходит вытеснение CaO из плагиоклаза и образование гранитов с кальцийсодержащими фемическими минералами — роговой обманкой

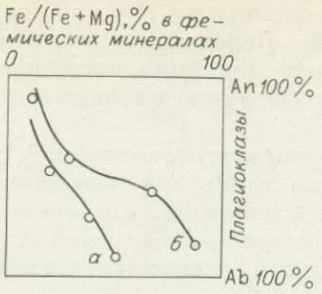


Рис. 8. Соотношение железистости фемических минералов и основности плагиоклазов.

а — в серии известково-щелочных пород складчатых зон; *б* — в серии платформ [Соболев В. С., 1936, 1937, 1973].

и диопсидом. При более высокой щелочности образуются силикаты, в которые вместо глинозема вместе со щелочами входит трехвалентное железо (эгирин, щелочные амфиболы) и другие слабые основания — агпаитовая серия пород. Было показано [Соболев В. С., 1949], что повышение содержания H_2O может привести к образованию гиперстена (с калишпатом) вместо биотита и построены многопучковые диаграммы Д. С. Коржинского для различного типа магматических пород.

В отношении роли железистости фемических минералов еще в 1937 г. в докладе на XVII сессии Международного геологического конгресса [Соболев В. С., 1937] было показано: «...ряд Боуэна правилен лишь для серии пород складчатых зон (базальт — андезит — дацит — липарит), где существенную роль играют амфибол и биотит, FeO : MgO здесь повышается гораздо медленнее». Для магматических пород платформ (трапповая магма) «...особенностью является образование оливина и пироксена до конечных этапов магматической кристаллизации...». Фемические минералы образуют здесь не непрерывный реакционный ряд Боуэна, а непрерывные серии твердых растворов, аналогичные ряду плагиоклазов. В остаточном расплаве быстро повышается отношение FeO : MgO. Эти соотношения иллюстрируются диаграммой четверной системы [Соболев В. С., 1936], которая в упрощенном виде [Соболев В. С., 1973] приведена на рис. 8.

В дальнейшем вопрос об особом типе дифференциации, при которой повышение FeO : MgO является основным фактором, был детально разобран при изучении Скаергардской интрузии [Wager, Deer, 1939], и этот тип дифференциации известен теперь в литературе под названием скаергардского. Позже было показано [Osborn, 1959], что указанные различия в поведении фемических минералов связаны прежде всего с потенциалом кислорода. При высоком окислительном потенциале железо переходит в окисную форму, выделяясь в рудных минералах. Железистость фемических минералов возрастает очень медленно, и они сменяются по схеме Боуэна. В восстановительной среде железо сохраняется в закисной форме. Доминирует непрерывная реакция в каждом из фемических минералов, и даже оливин, близкий к фаялиту, сохраняется вплоть до гранитов. Еще в большей степени этот процесс проявлен в породах Луны, где к тому же отсутствие воды сделало невозможным появление амфибола и биотита даже на самых поздних стадиях.

Явления кристаллизационной дифференциации в небольших масштабах установлены в ряде типичных случаев. Особенно характерным является образование микропегматитового гранитного остатка при кристаллизации толеитов. Однако количество образовавшихся таким образом кислых пород не должно превышать 5—10 % от объема кристаллизовавшейся базальтовой магмы, что трудно согласовать с реальным соотношением пород в земной коре.

Вопрос ассимиляции базальтовой магмой кислого сиалического материала также хорошо изучен на ряде примеров. Убедительны случаи прямой регенерации первичного расплава в контакте с более основными

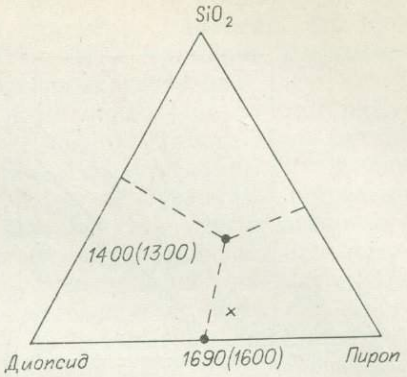


Рис. 9. Схематическая диаграмма плавления кварцевых эклогитов.

В скобках даны вероятные температуры с учетом значительной железистости фемических минералов. Крестом помечено положение базальтов Атлантического хребта. По Л. В. Дмитриеву [1973].

породами, причем переплавленный гранит (или аркозовый песчаник) остается жидким и при более низкой температуре и образует жилы в этих же основных породах. Достаточно характерным и вместе с тем дискуссионным является факт регенерации гранитного материала без непосредственного участия основных пород в мигматитах, что непосредственно связано с развитием теории «гранитизации».

Одной из наиболее обсуждаемых проблем за последнее десятилетие является генезис андезит-липаритовой серии пород островных дуг. Здесь также имеются признаки ассимиляции корового богатого глиноземом осадочного материала. Такая ассимиляция хорошо объясняет широкое развитие гиперстена наряду с плагиоклазом повышенной основности вследствие вытеснения CaO из фемических минералов избыточным алюминием и даже магматическую кристаллизацию богатых Al_2O_3 минералов — альмандина и кордиерита, а также присутствие ксенолитов богатых глиноземом роговиков. Важным геологическим возражением против такой трактовки являются данные о заложении некоторых андезитовых вулканов на океанической коре. Но самым существенным достижением явилось замечательное открытие первого магматического очага Г. С. Горшковым [1956] на глубине порядка 50 км под Ключевским вулканом на Камчатке.

Существенно новыми методами определения мантийного и корового материала в магматических породах являются геохимические методы [Барсуков, Дмитриев, 1972; Харт, 1973] и прежде всего определение начального отношения изотопов Sr_{86}—Sr_{87}. Для андезит-липаритовых серий эти исследования только начаты, но уже имеющийся материал позволил Г. С. Горшкову [Gorshkov, 1969] и другим авторам определенно высказаться в пользу их мантийного происхождения без существенного участия корового материала. Так как присутствие воды при образовании этих магм, по существу, исключается, единственно возможным вариантом остается выплавление средних и кислых магм за счет кварцевых эклогитов.

На рис. 9 дана схематическая диаграмма плавления данной системы, составленная по экспериментальным материалам разных авторов [Хитаров и др., 1972; Ишбулатов, 1975; Ито, Кеннеди, 1972]. Как уже отмечалось при обсуждении рис. 6, эта диаграмма осложняется растворимостью глинозема в пироксене. При высоких температурах область твердых растворов заходит даже за эвтектическую точку гранат — пироксен или близка к ней, так что соответствующие базальты сначала кристаллизуются в виде пироксенитов [Жариков и др., 1974]. Однако при понижении температуры область твердых растворов в пироксене значительно сокращается и гранат кристаллизуется либо прямо из расплава, либо за счет реакции пироксена с расплавом. От оливин-эклогитового разреза эта диаграмма существенно отличается двумя важными особенностями: 1) большим сдвигом тройной эвтектической точки, весьма удаленной от

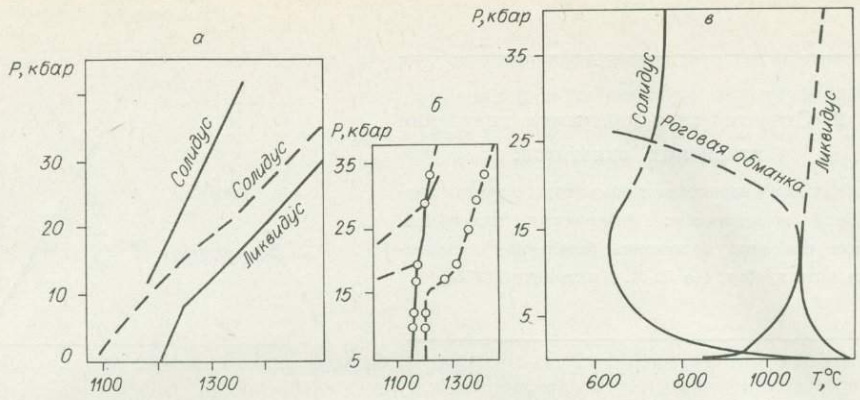


Рис. 10. Плавление базальтов при высоких давлениях.

а — по Ито и Кеннеди [1972], пунктирная линия соответствует солидусу по старым данным, сплошная линия — по исправленным данным; *б* — по Н. А. Хитарову и др. [1972]; *в* — та же система с водой [Lambert, Wyllie, 1972].

эклогитового разреза, 2) большим температурным интервалом между двойной (эклогитовой) и тройной эвтектическими точками, который достигает 300 °С вместо 20 °С для оливиновых эклогитов. Этот большой температурный интервал был впервые правильно подмечен Н. И. Хитаровым с соавторами [1971], показавшими, что интервал плавления кварцевых толеитов и базальтов, бедных оливином, не сужается, как это ранее было определено рядом зарубежных авторов, а значительно расширяется при повышении давления. В дальнейшем выяснилось, что сужение интервала между солидусом и ликвидусом имеет место для пикритовых базальтов [Грин, Рингвуд, 1968] с содержанием более 20 % оливина, которые при повышении давления превращаются в обычные эклогиты без кварца, а допущенные ошибки в определении температуры солидуса базальтов, более богатых кремнекислотой, связаны с недоучетом небольшого количества стекла, сосуществующего с твердыми фазами в этом температурном интервале (рис. 10).

Выше уже были рассмотрены гипотезы образования кварцевых эклогитов. К этому следует добавить, что соотношение изотопов стронция в океанической коре близко к мантийному, и противоречий здесь не возникает. Плавление в данном разрезе (см. рис. 9) начинается в тройной эвтектике, положение которой изменяется с изменением давления. После полного исчезновения кварца (или коэсита) дальнейшее плавление (с быстрым повышением температуры) пойдет по линии гранат — пироксен к эклогитовой эвтектике до исчезновения одного из указанных минералов. Дальше плавление будет продолжаться в поле граната или пироксена до соответствующей точки исходного состава системы.

Природная система отличается от рассмотренной схемы присутствием натриевого и калиевого алюмосиликатов. Поэтому плавление и кристаллизация реальных пород серии андезит — дацит так же, как и для базальтов, сильно зависят от содержания щелочей и особенно K_2O. Так как при давлениях порядка 40 кбар K_2O практически не растворяется в пироксене [Соболев В. С. и др., 1971, 1972; Соболев Н. В., 1974], в образовавшемся кварцевом эклогите должен обязательно присутствовать калиевый полевой шпат. При экспериментах он обычно остается в стекле, затрудняя его кристаллизацию и вызывая наибольшие затруднения в определении точной границы солидуса. Однако в средних океанических толеитах [Дмитриев, 1973] содержание K_2O весьма мало и для образования щелочно-земельных магм необходим дополнительный источник калия.

Кварцевые эклогиты могут в отдельных случаях погрузиться на большие глубины и, не достигнув температур плавления, перейти в коэ-

ситовые эклогиты. Именно эти породы, по-видимому, и являются источником трапповой магмы континентальных платформ. Вероятно, что при таких больших давлениях и меньшем притоке K_2O «тройная» эвтектическая точка сдвинется в сторону более основных составов.

Кимберлитовая магма в этих же областях образуется за счет плавления ультрабазитов, при этом она выносит на поверхность лишь реститовые эклогиты, не содержащие свободного SiO_2 (см. табл. 1). Однако в мантии под окраинными областями платформ, за пределами широкого развития траппового вулканизма, могут сохраниться коэситовые эклогиты. Парагенезис, отвечающий этим породам, внутри алмазов был впервые обнаружен Н. В. Соболевым и Э. С. Ефимовой на крайнем севере Сибирской платформы, а коэсит внутри кристаллов алмазов — в Австралии [Seal et al., 1971]. Наличие коэсита в австралийских алмазах впоследствии подтверждено данными Н. В. Соболева и Ю. Г. Лаврентьева.

В еще большей степени, чем для вулканических пород, вопрос о генезисе кислых магм имеет значение для интрузивных гранитоидов. Выше уже приводились факты переплавления кислых пород в контакте с основными интрузиями. Однако такая регенерация гранитной магмы наблюдается в редких случаях и относится к телам очень малого масштаба. Несравненно больший масштаб имеет магмообразование в областях высокотемпературного метаморфизма и мигматизации. Уже более 50 лет идет дискуссия по данной проблеме, причем до сих пор существуют различные точки зрения, которые можно свести к следующим альтернативным гипотезам: 1) выплавление гранитного материала происходит за счет повышения температур с участием воды, образующейся при дегидратации породообразующих минералов [Шкодзинский, 1975], 2) выплавление происходит на фронте восходящих горячих растворов без существенного привноса других компонентов, 3) восходящие растворы привносят петрогенные компоненты, прежде всего щелочи, что приводит к образованию гранитного расплава за счет богатых глиноземом пород, 4) восходящие растворы не только привносят, но и выносят породообразующие компоненты, приводя к «метамагматической» дебазификации [Коржинский, 1972, 1973], образование гранитов возможно за счет пород существенно иного состава вплоть до гранитизации базальтовых пород, 5) граниты нередко или даже преимущественно образуются без участия плавления за счет метасоматического преобразования различных пород восходящими растворами.

Гипотеза гранитизации (без плавления), по существу, возникшая в 30-е годы и ставшая затем весьма распространенной, в последнее десятилетие быстро теряет своих сторонников. Правда, сам термин имеет еще пока широкое распространение, но постепенно утрачивает свой первоначальный смысл, отвечающий гипотезе 5. В настоящее время под этим термином подразумевается процесс пространственного замещения гранитом ранее существовавших пород с образованием расплава, сопровождающийся привносом — выносом тех или иных компонентов, чаще всего по схеме 4.

Рамки рациональной дискуссии в петрологическом аспекте сейчас все более и более ограничиваются: а) экспериментальными данными по плавлению упрощенных систем или реальных гранитов при участии воды и б) изучением гомогенизации расплавных включений в минералах глубинных пород, что значительно сложнее, чем для пород вулканических или субвулканических. В гранитах такие включения, конечно, полностью раскристаллизованы и только недавно [Базарова и др., 1975] освоена их диагностика и изучение. Как показал В. Чупин, гомогенизация этих включений в кварце из гранитоидов амфиболитовой фации происходила при температуре 700—830 °С, а в анатектитах гранулитовой фации — при 820—900 °С и давлениях порядка 5—7 кбар. При этом для гранулитовой фации пока отсутствуют данные для гиперстеновых и гранатовых гранитов (вероятно, наиболее высокотемпературных).

Полученные величины гораздо ниже температуры «сухого» солидуса (порядка 1100 °С) (рис. 4а) и тем более ликвидуса (около 1200 °С), но и значительно выше солидуса системы $P_{H_2O} = P_{общ}$ (640—670 °С). Они отвечают приблизительно содержанию 6—7 % (амфиболитовая фация) и 4 % (гранулитовая фация) H_2O в расплаве [Whitney, 1975], а для случая флюида состава H_2O—CO_2 [Рябчиков, 1975] соответствуют парциальному давлению H_2O во флюиде от 0,6 до 0,2 $P_{общ}$. Важно отметить, что вода в небольшом количестве непосредственно видна в гетерогенном газовом пузырьке, а о высоком давлении CO_2 свидетельствуют вторичные или первично-вторичные включения солевых расплавов и жидкой углекислоты.

Приведенные оценки хорошо согласуются с моделью, предложенной при рассмотрении метаморфических процессов [Добрецов и др., 1972, 1974], и свидетельствуют: а) о магматической природе гранитоидов и б) об участии в их образовании сложного флюида, что противоречит моделям 2, 3 и 4. Вопрос остается дискуссионным. Автор статьи склоняется ко второму варианту, считая, что перемещение щелочей и еще в большей степени других компонентов имеет здесь лишь локальное значение.

Отрицая возможность широкого развития процесса немагматической гранитизации, мы можем в то же время считать доказанным возможность процессов фельдшпатизации за счет привноса щелочей при температурах ниже солидуса с образованием иногда гранитоподобных пород, которые следует относить к метаморфической группе.

Температура магмы перемещенных гранитоидов является еще более высокой, до 1020 °С, что отвечает содержанию воды около 3 % [Базарова и др., 1975]. Однако и такое количество воды вряд ли можно объяснить моделью 1). Скорее всего, эта вода поступала из более глубоко расположенного застывшего очага основной магмы, с развитием которого связан и подъем геотерм, и образование более поздних диабазовых и лампрофировых жил [Соболев В. С., 1952].

Попытки оценить глубинность образования гранитных магм делались и на основании других критериев [Штейнберг и др., 1968], в частности, с использованием изменения эвтектических соотношений кварца и щелочных полевых шпатов с изменением давления. Рассматривается также вопрос о мантийном происхождении некоторых гранитоидов (за счет кристаллизационной дифференциации основных расплавов или прямого образования гранодиоритовых магм в мантии подобно дацитам) с использованием соотношения изотопов стронция.

При образовании интрузивных пород совершенно несомненна роль кристаллизационной фифференциации. Однако лишь в небольших телах можно непосредственно наблюдать всю картину прошедшего перемещения кристаллов, а для крупных интрузий при построении модели дифференциации всегда возникают неточности. Наиболее изученными, хотя и не до конца понятными в этом отношении, являются сложные расслоенные плутоны с участием основных пород и ультрабазитов, где последние возникают в процессе накопления ранних наиболее тяжелых фемических минералов.

Таким образом, для ультрабазитов с несомненностью установлено: 1) магматическое происхождение субвулканических, а может быть, и вулканических пород, для которых наиболее типичными являются меймечиты и, по-видимому, оливиниты данного района. Авторами изучены высокотемпературные контакты, отсутствие которых во многих случаях является одним из оснований для предположения о тектоническом перемещении ультраосновных массивов [Ревердатто, 1965], 2) образование в результате кристаллизационной дифференциации за счет основной магмы.

В то же время следует признать, что процесс формирования крупных тел альпинотипных гипербазитов во многих отношениях до сих пор остается загадочным, что и открывает пути для трактовки их генезиса

в связи с перемещениями участков океанической коры и мантии. Не останавливаясь на тектонических аспектах данной проблемы, подчеркнем лишь, что единственным путем для поисков однозначного решения вопроса является дальнейшее детальное петрологическое и геохимическое изучение этих пород.

Уже сейчас показано, что в земной коре имеются все три фациальных типа гипербазитов: гипербазиты низких давлений, в ассоциации с которыми встречаются плагиоклазоливиновые породы; комплексы средних давлений (более 8 кбар), для которых характерен парагенезис двух пироксенов и шпинели, и гранатовые перидотиты, образовавшиеся при наиболее высоких давлениях. Вместе с тем показано, что гранатовые перидотиты, спорадически встречающиеся в земной коре, аналогичны однотипным породам неглубоких горизонтов мантии (давление порядка 20—25 кбар) и могут, по представлению многих геологов, непосредственно образоваться в коре в участках с повышенным давлением [Добрецов и др., 1974]. Получены также данные по температуре (по пироксеновому термометру), обычно порядка 1000 °С [Соболев Н. В., 1974], которая однако является лишь температурой равновесия, установившегося в субсолидусе, что не дает ответа на вопрос о магматическом или реститовом образовании пород. Имеются также интересные геохимические расчеты, связывающие состав различного типа гипербазитов с предполагаемым исходным составом пиролита и магматических выплавок [Шейнманн, Лутц, 1974].

В последние годы вновь возник большой интерес к проблеме анортозитов в связи с гипотезой анортозитового состава верхней части «континентальных областей» коры Луны [Vinogradov, 1972; Богатиков, 1974]. Лунные анортозиты характеризуются очень высокой основностью плагиоклазов и ближе всего на Земле отвечают некоторым породам из небольших расслоенных плутонов и своеобразных ксенолитов, выносимых лавами, вероятно, за счет более ранних «аккумулятивных» интрузий. Наиболее распространенные земные анортозиты являются лабрадоритами. Об их происхождении высказываются, как обычно, противоречивые точки зрения, но, по существу, почти несомненно, что и они образуются в результате кристаллизационной дифференциации.

В отношении гипербазитов, габбро и анортозитов в последнее десятилетие также высказаны многочисленные гипотезы метасоматического образования — оливинизации, пироксенизации и т. д. Однако они получили гораздо меньшее распространение по сравнению с теорией гранитизации и еще в меньшей степени обоснованы петрологически.

Генезис средних пород диорит-гранодиоритового ряда в разных случаях может быть связан как с непосредственным выплавлением соответствующей магмы, так и с кристаллизационной дифференциацией, а иногда и с ассимиляцией боковых пород. В конкретных случаях выбор соответствующей модели вызывает нередко существенные разногласия.

Большое значение имеет понимание генезиса щелочных пород. При этом само понятие щелочности не является однозначным и определяется в основном двумя факторами: отношением $(Na_2O + K_2O) : SiO_2$ и $(Na_2O + K_2O) : Al_2O_3$. Для первого случая можно привести характерный ряд пород: гранит — сиенит — нефелиновый сиенит — редкая бесполевошпатовая порода с нефелином, кальсилитом, химический состав которых можно вывести друг из друга вычитанием некоторого количества кремнекислоты. Именно такое соотношение прежде всего привело к развитию теории десиликации (Р. Дели) за счет реакции магмы с известняком, которая при всем своем несовершенстве и противоречиях до сих пор не утратила своего значения. В указанном ряду фемические минералы могут, по существу, не изменяться, а происходит сначала уменьшение содержания кварца до полного исчезновения, а затем замена альбита и далее калишпата недосыщенными алюмосиликатами.

Изменение отношения суммы щелочей к глинозему проще всего представить себе добавлением щелочей к нормальным известково-щелочным

породам, например, в ряду биотит — амфиболовый сиенит — пироксеновый сиенит — эгириновый сиенит — щелочной сиенит с арфведсонитом и редкими щелочными цирконо- и титаносиликатами. Такой же ряд может быть построен и от нормального гранита или от нефелинового сиенита типа миаскита. Последний ряд как раз и имеет наибольшее распространение и значение. В этих рядах повышение содержания щелочей приводит сначала к вытеснению кальция из анортитового компонента плагиоклаза, а затем к образованию силикатов щелочей с окисью железа и другими слабыми основаниями. Эти породы принадлежат к так называемому агпаитовому типу [Ussing, 1912; Когарко, 1975] с соотношением $(Na_2O + K_2O) : Al_2O_3 \geqslant 1$. Подобные закономерные ряды легче всего трактуются с позиций Д. С. Коржинского и его школы о вполне подвижном поведении щелочей в магматических процессах, причем привнос и вынос щелочей связан с движением сквозьмагматических растворов. Однако эта гипотеза не может объяснить «десиликацию», с которой большей частью связана и агпаитность.

В основных богатых фемическими минералами породах минералогические и химические различия между известково-щелочными и щелочными породами становятся менее отчетливыми. Так, для базальтов иногда только после пересчета химического анализа на нормативный состав можно сказать, с чем мы, по существу, имеем дело: с так называемым толеитовым базальтом, в котором кремнезема хватает для образования нормативного гиперстена, или щелочным базальтом с нормативным нефелином. Нефелин далеко не всегда можно увидеть в основной массе породы при ее петрографическом изучении. Однако наряду с такими переходными породами встречаются типичные щелочные габброиды и базальтоиды с нефелином, лейцитом, мелилитом и другими недосыщенными алюмосиликатами.

Экспериментальными исследованиями при высоких давлениях установлено, что «непроходимый» при низких давлениях термический барьер между породами с нормативным гиперстеном и породами с нормативным нефелином, отвечающий альбиту, снимается уже при давлении порядка 25—30 кбар. Таким образом, на глубинах свыше 80 км в результате частичного плавления пиролита в одном очаге могут образоваться магмы обоих типов, как это и имело место на Гавайских вулканах. Повышение парциального давления CO_2 способствует образованию недосыщенных SiO_2 пород (рис. 1, рис. 11) вплоть до образования мелилитовых базальтоидов. Вопрос генезиса этих редких пород, важный для понимания процессов магмообразования, сейчас привлек внимание исследователей [Yoder, 1972, 1973], причем и здесь возникли новые теоретические трудности.

Для ряда серий вулканических пород, например, на островах Атлантического океана, и еще в большей степени для сравнительно мало глубинных интрузивных комплексов (из которых наибольшими являются плутоны Кольского полуострова) наблюдаются сложные ряды щелочных пород, часто агпаитовых, от чистых гипербазитов с щелочным уклоном до бесполевошпатовых лейкократовых пород. В этих плутонах нередко непосредственно можно видеть результаты процесса кристаллизационной дифференциации, за счет которого относят и образование всей серии подобных пород (Л. Н. Когарко). Применяя интересные геохимические критерии, в частности отношение стронция к кальцию и никеля к кобальту, Л. Н. Когарко приходит к выводу о двух типах агпаитовых комплексов. В одном они образовались за счет дифференциации обычных щелочных базальтов, в другом — за счет мелилитовых базальтов. Как в первом, так и во втором случае первичные базальтовые магмы должны были претерпеть длительный процесс дифференциации с выходом щелочных пород не более 10—20 %.

Гораздо сложнее с позиций кристаллизационной дифференциации объяснить генетическую связь между гранитами и нефелиновыми сие-

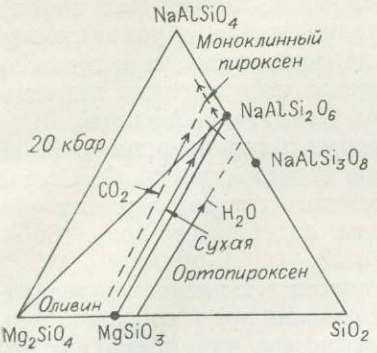


Рис. 11. Плавление в системе оливин — нефелин — кремнезем при 20 кбар без летучих компонентов, при избытке CO_2 и при избытке H_2O [Eggler, 1973—1974].

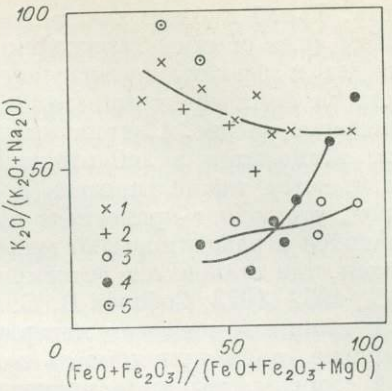


Рис. 12. Соотношение доли калия в щелочах и общей железистости.

1 — лейцитовые породы; *2* — биотитовые лампрофиры; *3* — породы нефелинового ряда; *4* — породы известково-щелочного ряда; *5* — биотитовый пироксенит и глиммерит [Соболев В. С., 1970].

нитами, установленную в ряде массивов, а также появление агпаитовых гранитоидов, широко развитых на том же Кольском полуострове. По мнению автора, вряд ли можно согласиться с предположением о возможности перехода полевошпатового барьера за счет влияния фтора и других кислых компонентов, расширяющих область кристаллизации кварца (Л. Н. Когарко), тем более, что избыток щелочей должен действовать в обратном направлении. Проблема еще ждет своего решения.

Как и для гранитоидов, генезис многих, а иногда и большинства нефелиновых сиенитов пытались объяснить процессами метасоматоза, пренебрегая построением физико-химической модели и игнорируя существование аналогичных вулканических пород. Открытие и изучение раскристаллизованных расплавных включений [Костюк, 1974; Базарова и др., 1975] однозначно опровергают такие предположения, доказывая вместе с тем высокую температуру кристаллизации и относительно малое парциальное давление воды в равновесии с соответствующим расплавом.

Несомненной является возможность щелочного метасоматоза обычно в контакте с магматическими нефелиновыми породами. Здесь иногда даже можно предполагать вынос алюминатов щелочей, судя по эффекту десиликации. В гранитоидах или песчаниках не только возникает эгирин, но иногда процесс идет с исчезновением кварца и образованием метасоматических пород, сходных с щелочными или даже нефелиновыми сиенитами.

Особое место занимают вулканические породы, содержащие лейцит. Для серии обычных щелочно-земельных пород хорошо сохраняется корреляция между повышением отношений $FeO/(FeO + MgO)$ и $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ (рис. 12), причем крайнее значение характерно для гранитов типа рапакиви и для остаточных расплавов лунных базальтов. Для нефелиновых пород, вулканических и интрузивных, повышение железистости почти не сопровождается увеличением отношения $K_2O/(K_2O + Na_2O)$, хотя наблюдается та же тенденция. Для лейцитовых пород в качестве характерной петрохимической особенности отмечено увеличение роли калия параллельно с повышением магнезиальности, т. е. имеет место обратная тенденция. Поэтому магмы лейцитовых пород не могут считаться одним из членов ряда кристаллизационной дифференциации или селективного плавления и обычных базальтоидов как щелочно-земельной, так и щелочной (нефелиновой) серий. Было предложено много моделей образования таких пород, из которых наиболее удовлетворительной, по мнению автора [Соболев В. С., 1972, 1973], является гипотеза ассимиляции

флогопита. Такой процесс не изменит существенно отношения глинозема к щелочам (что обычно характерно для основных лейцитовых пород), но приведет к резкому повышению содержания калия с уменьшением железистости фемических минералов. Хорошо согласуется с этим выводом положение на рис. 12 типичных глиммеритов и биотитовых пироксенитов из ксенолитов в лейцитовых породах Восточной Африки.

Развиваются также гипотезы о роли ассимиляции богатых амфиболом пород, что может привести к повышению содержания Na_2O. Состав магм ставится в зависимость от минералогического состава верхних частей мантии, где становятся устойчивыми фазы, содержащие воду [Соболев В. С., 1972, 1973; Соболев В. С. и др., 1975].

Если гранитам и другим изверженным породам в последнее десятилетие многие стали приписывать метасоматическое происхождение, то, с другой стороны, возникла магматическая гипотеза для новой группы пород — карбонатитов. Одним из наиболее интересных открытий явилось установление карбонатитовой лавы, вытекающей из влк. Ольдонго Ленгай в Восточной Африке [Даусон, 1969]. Однако в этих лавах преобладает карбонат натрия, т. е. они резко отличаются от типичных «интрузивных» карбонатитов с карбонатами кальция, магния и даже железа. Для карбонатов из «интрузивных» карбонатов нередко устанавливается достаточно высокая температура минералообразования, порядка 700 °С [Базарова и др., 1975]. Однако в ряде случаев имеется много данных об их метасоматическом происхождении. Проблема генезиса карбонатитов еще ждет своего решения.

Обсуждая теорию образования магматических пород, мы базировались на представлении о селективном плавлении и кристаллизационной дифференциации, что является основной линией современной магматической петрологии. Однако наряду с этим продолжается обсуждение возможности разделения магматических расплавов, или так называемая ликвация, процесс, которому многие приписывали такое большое значение в конце XIX и начале XX столетия. Не вдаваясь в историю этого интересного вопроса, заметим что для силикатных систем как экспериментальные данные, так и изучение стекловатых пород почти полностью исключают роль такого процесса. Единственно достоверный пример такого рода разделения, известный в литературе, относится к некоторым стекловатым включениям в лунных базальтах. В связи с низким окислительным потенциалом на Луне возникали своеобразные жидкости, весьма обогащенные железом и калием при невысоком содержании кремнезема, которые можно ожидать на Земле лишь в исключительных условиях.

Недавно путем прямого анализа расплавных включений было доказано [Когарко, 1975 а, б], что в природе не происходило отделения и фосфатной жидкости от силикатного расплава. Апатит уникальных Хибинских месторождений кристаллизовался из силикатной жидкости, а сами месторождения образовались в результате кристаллизационной дифференциации.

Однако, с другой стороны, экспериментальные данные и исследования включений показали возможность отделения от щелочного силикатного расплава водно-хлоридных расплавов, содержащих силикаты, из которых, по-видимому, образовались некоторые щелочные пегматиты [Sobolev N. V. et al., 1974] и даже породы типа содалитовых сиенитов [Когарко, 1975а, б]. Имеются также интересные данные о несмесимости в системе альбит — анортит — карбонат натрия — вода [Koster van Gross, Wyllie, 1973; Koster van Gross, 1975] с образованием карбонатного расплава типа африканских лав. Наконец, до сих пор обсуждается вопрос о вероятности магматического происхождения некоторых сульфидных месторождений типа Седбери и Норильска. Возможность такого генезиса давно была доказана экспериментально, но эта гипотеза все больше подвергается сомнению при изучении природных объектов.

Наряду с ликвацией в старых петрографических работах неоднократно обсуждалась возможность возникновения неоднородности в жидкой

фазе с постепенными изменениями состава за счет температурного градиента, действия силы тяжести и т. д. Однако все эти модели базировались на петрографических примерах и рассуждениях самого общего типа. За последние десятилетия здесь не внесено ничего существенно нового, и данная проблема еще ждет своего теоретического и экспериментального решения. Необходимо также развитие дальнейших исследований по «сквозьмагматическим» растворам, которым сейчас отводится такая большая роль в некоторых теоретических построениях.

ВЫВОДЫ

1. Развитие новых методов исследования: а) изучение плавления силикатных систем в равновесии с водой и углекислотой, б) изучение расплавных включений в минералах, в) геохимические исследования распределения компонентов-примесей и изотопов (особенно изотопов стронция) позволяют по-новому подойти к построению магматических моделей и сильно ограничивают возможные пределы разумной дискуссии.

2. Основными факторами, определяющими разнообразие и происхождение магматических пород, являются кристаллизационная дифференциация и селективное плавление.

3. Установлено, что при плавлении оливинсодержащих пород мантии магмы, содержащие избыток SiO_2, получаются лишь в случае значительного парциального давления воды. Однако мигрировать вверх и особенно изливаться на земную поверхность могут лишь магмы, образовавшиеся в сухих условиях (для лав максимум H_2O до 2 % или $P_{H_2O} \leqslant 0{,}1 P_{общ}$), что доказано и прямыми измерениями температур гомогенизации включений.

4. В «сухих» условиях при давлениях выше 30 кбар (астеносфера под континентами) «эклогитовый» разрез является термическим барьером. За счет гранатовых перидотитов могут выплавляться лишь пикритобазальтовые магмы, содержащие свыше 20—30 % нормативного оливина. Альбитовый барьер для этих давлений отсутствует, и возможен переход от толеитовых (с нормативным ортопироксеном) к щелочным (с нормативным нефелином) базальтоидам. Высокое давление CO_2, которое непосредственно установлено во включениях, благоприятствует образованию недосыщенных магм, т. е. действует в обратную сторону, чем H_2O.

5. При давлениях менее 26 кбар, т. е. на глубинах порядка 80 км, за счет плавления перидотитов (в астеносфере под океанами и в рифтовых зонах) и последующей отсадки оливина в промежуточных очагах возможно образование обычных базальтоидных магм. Их кристаллизация на больших глубинах может привести к образованию эклогита и даже кварцевого эклогита.

6. Образование магм с нормативным кварцем за счет кристаллизационной дифференциации толеитовых базальтов с оливином может происходить лишь при давлениях ниже 5 кбар, т. е. на глубинах до 15—20 км. Образование траповой магмы платформ и серии пород кварцевый толеит — андезит — дацит в мантии возможно лишь при селективном плавлении кварцевого (коэситового) эклогита, образованного либо в соответствии с пунктами 3 и 5, либо (что наиболее вероятно) за счет погружения на большие глубины и эклогитизации базальтовой коры (в зонах Заварицкого — Беньофа или в низах мощной континентальной коры).

7. Гранитная магма образуется в основном за счет плавления континентальной коры при участии H_2O, причем происходит осушение флюидов при образовании магмы и отдача H_2O при ее кристаллизации. При наибольшем парциальном давлении воды, порядка $0{,}6\,P_{общ}$, образуются магмы формации мигматитов амфиболитовой фации, обладающие наименьшей возможностью к вертикальной миграции. По существу, снят вопрос о немагматической гранитизации, но продолжается дискуссия о роли при-

вноса и выноса компонентов при образовании гранитной и других магм.

8. Как мантийная, так и коровая магма может изменять свой состав за счет контаминации и ассимиляции пород в промежуточных очагах и в месте образования интрузий. Особое значение имеет ассимиляция флогопита в верхних частях мантии, с чем, вероятно, связано образование лейцитовых пород. Близкий эффект может оказать взаимодействие магмы с щелочными растворами (лампрофиры). В коре большое значение имеет ассимиляция известняков (десиликация и повышение щелочности) и глинистых пород (понижение щелочности, образование более основного плагиоклаза и ортопироксена и даже магматических минералов, богатых Al_2O_3,— альмандин, кордиерит).

9. Доказаны магматическое происхождение и большая роль кристаллизационной дифференциации в образовании комплексов нефелиновых пород за счет глубинных щелочных базальтоидов. Наименее ясной остается проблема связи нефелиновых сиенитов с гранитоидами.

10. Доказана роль кристаллизационной дифференциации также в образовании слоистых основных интрузий, анортозитов и других комплексов, но остается много неясного в отношении механизма этого процесса, особенно в промежуточных и глубинных очагах.

11. Установлено существование гипербазитовой магмы глубинного происхождения (меймечиты) и образование гипербазитов при кристаллизационной дифференциации слоистых комплексов. Однако для большинства гипербазитов, особенно альпинотипных, предлагается также гипотеза образования их в мантии — реститы после выплавления базальтовых магм — с последующим тектоническим перемещением. Эта проблема требует специального внимания петрологов.

12. Построение более совершенных моделей образования магматических пород должно базироваться как на дальнейшем развитии методов исследования в петрологии, так и на новейших достижениях в области геофизики и общей геологии, а также планетологии.

ВОСХОДЯЩИЕ ФЛЮИДЫ И МАГМАТИЧЕСКИЕ РАСПЛАВЫ

(Тектоносфера Земли, М., 1979)

В обмене веществом между верхней мантией и корой наибольшее значение имеет восходящее движение, в котором участвуют: 1) поток флюидов, связанный с так называемой дегазацией мантии; 2) восходящие магматические расплавы мантийного происхождения; 3) твердые горные породы и минералы мантии, проникающие в земную кору в результате: а) захвата восходящей магмой; б) тектонических перемещений блоков мантии в земную кору. Гораздо менее изучено, но, безусловно, имеет место и нисходящее движение вещества из коры в мантию: а) при перемещении границы Мохо в результате фазовых превращений или при диффузии вещества; б) при опускании блоков земной коры в мантию.

При освещении накопленного фактического материала мы будем останавливаться только на петролого-геохимическом аспекте проблемы, оставляя геофизические и тектонические вопросы для изложения в соответствующих разделах монографии.

Наибольшее значение в обмене веществом между земной мантией и корой, несомненно, имеют магматические расплавы мантийного происхождения и флюиды. Эти вопросы тесно связаны между собой: с одной стороны, флюидам приписывается определенная роль в образовании расплавов в мантии, а с другой — некоторая, безусловно, значительная, растворенная в расплаве часть флюидов выносится из мантии. Изменение термического режима мантии, приводящее к образованию расплава, и ме-

ханизм движения магм должны быть рассмотрены в главах, посвященных геофизическим и тектоническим моделям. Поэтому здесь вопросу образования, движения и эволюции расплавов уделяется внимание лишь постольку, поскольку это связано с моделью дегазации мантии и движением самих флюидов.

Проблема флюидного режима в земной коре и особенно в мантии является сейчас предметом острой дискуссии. Характерной особенностью последнего десятилетия является накопление обширного материала по минеральным равновесиям в природе, а также экспериментальных данных по термодинамике соответствующих реакций. В то же время объем этих данных еще позволяет строить альтернативные модели, обсуждение которых привлекает все более широкий интерес не только геохимиков, но и геологов и геофизиков.

Ниже в кратком изложении приводятся две модели флюидного режима: в первой придается большое самостоятельное значение флюидному потоку, а во второй перемещение флюидов связано в основном с расплавом. Первая модель отчасти относится к флюидному режиму в земной коре и отражает взгляды авторов на метаморфизм. Оставляя обсуждение этих моделей читателям, автор ограничивается здесь лишь краткими замечаниями.

Расчетные данные А. П. Виноградова [1959б] и других исследователей доказывают, что для образования земной коры некоторые элементы должны были извлекаться из мантии с значительных глубин. Так, K_2O исходя из хондритовой модели должен быть извлечен по крайней мере с глубин до 1000 км. Это заставляет предполагать либо существование глубинных флюидных потоков, что подтверждается некоторыми наблюдениями в ксенолитах [Соболев В. С. и др., 1972], либо возможность образования расплавов значительно глубже астеносферы. В последнее время разрабатываются гипотезы постоянных горячих струй таких флюидов, определяющих положение вулканических очагов и, в частности, очагов кимберлитов.

В составе флюидов, участвующих в образовании алмазов, помимо C, H и O определенно играет существенную роль N, причем, по-видимому, в виде цианистых соединений [Соболев Н. В., 1974].

Еще более несомненным является существование флюидных потоков выше астеносферы. Однако трудно однозначно решить вопрос, являются ли эти потоки сквозьмагматическими или связаны с глубинной кристаллизацией части расплава. Именно такие потоки приводят к образованию в самых верхних частях мантии (часто вблизи границы Мохо) не только флогопита, но иногда и слюдяных месторождений. С захватом расплавами такого флогопита связано образование лейцитовых и других богатых калием магм [Соболев В. С. и др., 1972]. Эти потоки вызывают амфиболизацию и образование некоторых редких минералов, содержащих воду, в частности клиногумита. Существует предположение, что калиевый и натровый метасоматозы в мантии разобщены в пространстве [Глубинные ксенолиты..., 1975], связаны с определенными геологическими структурами и даже объясняют специфику мантийных магм, что подлежит дальнейшей проверке. Пока можно считать установленным широкое развитие флогопитизации в мантии некоторых рифтовых зон Африканского континента и окраин платформ, с которыми связаны кимберлиты, а амфиболсодержащие ксенолиты особенно характерны для лав островов Атлантического океана. Имеются существенные расхождения в определении возраста флогопитовых пород, но обычно они значительно более древние, чем магмы, которые их выносят.

Не исключая возможность потока сквозьмагматических флюидов выше астеносферы, автор полагает, что независимо от происхождения эти флюиды в основном исчерпываются в реакциях до границы Мохо. Выше поднимаются, по-видимому, лишь наиболее инертные компоненты — благородные газы, азот, CO_2, причем CO_2 становится активным при понише-

нии температуры в зоне метаморфизма. Возможность проникновения неотработанных глубинных флюидов, содержащих щелочи, а также F, Cl, H_2S, P_2O_5, в земную кору (особенно в ее верхнюю часть) на широком фронте маловероятна и во всяком случае должна быть связана с глубинными разломами, характеризующимися особой проницаемостью.

Особое замечание должно быть сделано по отношению к режиму CO_2. Непосредственные наблюдения газовых включений во вкрапленниках эффузивов показывают, что давления CO_2 в мантии превышали 5—6 кбар. В то же время P_{CO_2} должно быть значительно ниже $P_{общ}$. В противном случае произошло бы разложение оливина с образованием магнезита [Newton, Sharp, 1975], что не согласуется ни с геофизическими данными, ни с данными изучения ксенолитов.

Так как H_2O также не может быть одним из главных компонентов восходящего флюида в достаточно глубоких частях мантии (это соответственно привело бы к плавлению), мы приходим к следующему парадоксальному выводу: если допустить возможность существования стационарных восходящих потоков флюида в мантии при условии $P_{фл} \geqslant P_{общ}$, то главными компонентами такого потока должны быть азот и инертные газы.

Вопрос о проникновении потоков мантийных флюидов в земную кору тесно связан с проблемой генезиса рудных месторождений. В настоящий период все больше внимания уделяется модели выноса магмой рудных компонентов [Смирнов, 1975] с последующим выделением их в остаточных растворах и даже извлечением такими растворами из боковых пород [Барсуков, Дмитриев, 1975; Смирнов, 1975]. Однако сейчас установленным фактом является также проникновение глубинных рассолов, богатых рудными компонентами, в зонах разломов [Смирнов, 1974], как это прямо установлено для Красного моря и областей, прилегающих к Калифорнии. Это как раз те особые условия проницаемости, о которых говорилось выше. В то же время это открытие отнюдь не решает однозначно вопрос о флюидном режиме в мантии, так как генезис этих рассолов может быть непосредственно связан с кристаллизацией магмы в нижележащих очагах.

ПЕРЕНОС ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ МАНТИИ В ЗЕМНУЮ КОРУ И ИЗ КОРЫ В МАНТИЮ

(Тектоносфера Земли, М., 1979)

ПЕРЕНОС ВЕЩЕСТВА ВОСХОДЯЩЕЙ МАГМОЙ

Уже в начальный период развития современной петрографии в прошлом столетии было отмечено, что лавы, прежде всего кимберлиты и базальтоиды, выносят на земную поверхность не только интрателлурические вкрапленники, кристаллизующиеся в самом расплаве, но и захваченные на некоторой глубине обломки горных пород и минералов. Было высказано предположение о мантийном происхождении хотя бы части этого материала. Масса таких обломков в общем балансе земной коры незначительна, но они имеют решающее значение для наших суждений о минеральном составе мантии.

Здесь этого вопроса мы коснемся лишь в аспекте минералогии земной коры. Благодаря этому процессу мы наблюдаем в коре совершенно не свойственные ей минералы и парагенезисы, образовавшиеся в условиях высоких давлений, невозможных для коры. Из минералов это прежде всего алмаз, своеобразные, богатые хромом, силикаты — магнезиальный гранат, омфацит, дистен и др., а также высокобарическая модификация

кремнезема — коэсит. Минералы, отвечающие простым фазовым переходам из обычных минералов земной коры, в частности коэсит и алмаз, могут иметь также импактное происхождение, находясь в метеоритных кратерах. Однако такие минералы, образовавшиеся очень быстро при больших динамических давлениях, легко отличимы от минералов мантии, кристаллизовавшихся в стабильных *PT*-условиях.

Сюда попадает также интересная группа минералов, образование которых связано не с повышением давления, а с низким потенциалом кислорода. Это прежде всего оливин, содержащий двухвалентный хром, и армолколит. Эти минералы аналогичны минералам, характерным для Луны. Интересно, что возможность нахождения армолколита в кимберлитах была сначала предсказана [Соболев Н. В., 1974], а затем подтверждена конкретными находками.

Кроме минералов мантии мы можем также непосредственно изучать отдельные породы, свойственные мантии, к которым относятся алмазоносные эклогиты, гроспидиты и гранатовые перидотиты.

Наряду с упомянутыми несомненными минералами и породами мантии (хотя, как всегда в геологии, здесь нет полного единства мнений, несмотря на полную убедительность всего фактического материала) имеется большой класс ксенолитов, мантийное образование которых является дискуссионным. Сюда относятся многие включения ультрабазитов, иногда даже с гранатом, которые в некоторых случаях захватываются магмой в земной коре.

Углубленное изучение глубинных ксенолитов и ксенокристаллов находится сейчас в центре внимания ученых и является важным ключом для получения дальнейшей информации о составе и строении верхней мантии.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ БЛОКОВ МАНТИИ В ЗЕМНУЮ КОРУ

В последний период высказывается много предположений о возможности перемещения тектоническим путем отдельных блоков мантии (как океанов, так и континентов) в земную кору. Это относится прежде всего к ультрабазитам, а иногда и к эклогитам. В отличие от рассмотренного выше процесса магматического переноса масса перемещенных пород предполагается здесь весьма значительной и может влиять на кларковые содержания элементов в земной коре.

Данная проблема является сейчас объектом дискуссий и изучения для многих геологов и геофизиков. Следует лишь подчеркнуть, что как в частных случаях, так и в общих вопросах эти обсуждения связаны с задачами петрографии и геохимии этих пород.

О ВОЗМОЖНОМ СМЕЩЕНИИ ГРАНИЦЫ МОХО И ПОГРУЖЕНИИ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ В МАНТИЮ

Еще более новой является проблема обратного перемещения вещества из земной коры в земную мантию. Возможность такого перемещения прежде всего связана с вопросом наращивания мантии за счет эклогитизации в нижних частях земной коры. Существование эклогитизированного слоя ниже поверхности Мохо на континентах [Стишов, 1963] или отдельных участках континентов [Соболев В. С., Соболев А. В., 1964] предполагалось на основании общих предпосылок, на конкретных данных по включениям, выносимым кимберлитами. Возможность образования и перемещения такой границы связана не только с изменением давления, но и с температурным порогом, который необходим для трехфазных реакций.

Была поставлена задача геофизической проверки данной гипотезы. В настоящее время созданы реальные предпосылки для такой проверки: проведены более детальные экспериментальные исследования [Ито, Кеннеди, 1972], а также расширены возможности ГСЗ, и теперь следует ожидать новых результатов.

Кроме того, возможное образование эклогитов за счет погружения блоков основного состава на большие глубины связано с гипотезой субдукции в зонах Заварицкого — Беньофа.

В связи с проблемами океанизации континентальной коры выделена гипотеза о возможном погружении отдельных гранитных блоков в область мантии с ассимиляцией подкоровыми расплавами [Белоусов, 1968; Жданов, 1972].

Так как эклогиты, особенно после удаления из них более легкоплавких соединений, несколько тяжелее ультрабазитов мантии, то встает вопрос о возможности погружения эклогитовых астенолитов в нижние части мантии. Иногда предполагается даже обмен между погруженным материалом мантии и ядром с восстановлением части Fe с последующим поднятием облегченных блоков.

Высказана также гипотеза растворения погруженных астенолитов [Белоусов, 1968] в ультрабазитовом расплаве в связи с объяснением особых свойств мантии под океаном.

Все рассмотренные гипотезы имеют большое значение для решения общих геологических проблем вплоть до построения моделей первичного образования континентальной коры [Соболев В. С., Соболев Н. В., 1975]. Однако все эти варианты построения находятся сейчас в стадии обсуждения и проверки, и реальная оценка их значимости возможна лишь в ближайшем будущем.

ИЗМЕНЕНИЕ ПЛОТНОСТИ МАНТИИ ПРИ ВЫПЛАВЛЕНИИ БАЗАЛЬТОИДНЫХ МАГМ*

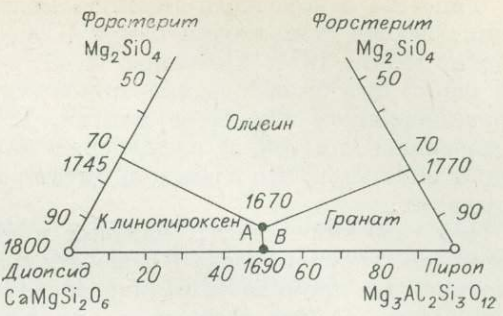
(Доклады АН СССР, 1977, т. 234, № 4)

Достижения геолого-геофизических наук последних десятилетий позволяют рассматривать свойства земной мантии и процессы выплавления магм. Далеко еще не все вопросы имеют однозначное решение, но наблюдения и экспериментальные исследования дают нам все больше достоверных фактов, позволяющих сузить рамки разумной дискуссии.

В данной статье будут рассмотрены некоторые очевидные выводы, вытекающие из известного уже материала. Однако они лежат на грани двух наук — петрологии и геофизики и поэтому иногда могут быть не замечены представителями каждой из этих наук. Вместе с тем, по нашему мнению, они могут быть широко использованы для больших геологических построений и поэтому их полезно подчеркнуть, несмотря на их простоту.

Одним из наиболее важных открытий геофизики является установление астеносферы, в которой происходит частичное плавление пород мантии с образованием базальтоидных магм, как мы будем здесь называть все магмы, соответствующие различным базальтам, начиная от пикритовых базальтов, богатых оливином, и кончая кварцевыми толеитами. Исходя из реальных глубин астеносферы под континентами и данных о петрологии мантии, мы остановимся на $P = 40$ кбар, что соответствует глубине около 130 км. За исходную породу примем пиролит с составом гранатового перидотита [Грин, Рингвуд, 1968; Соболев В. С., 1976]. Как известно, состав начального расплава не будет зависеть от количественных

* Совместно с С. В. Соболевым.



Плавление в системе форстерит — диопсид — пироп.

А — тройная эвтектика форстерит — диопсид — пироп; В — двойная эвтектика диопсид — пироп.

соотношений минералов, и мы можем взять любую из предложенных моделей, например, отвечающую 80 % оливина (включая ортопироксен) +20 % материала, отвечающего базальтовому составу. Если исключить ортопироксен, мало влияющий на ход процесса, данная система может быть иллюстрирована диаграммой на приведенном рисунке [Дэвис, Шерер, 1968]. В выплавляемой тройной эвтектике (A) содержание оливина только 6 %; эта цифра еще уменьшится, если в системе присутствует незначительное количество воды (или $P < 40$ кбар). Поэтому в первом приближении выплавляемый состав отвечает эклогиту, а по химизму — породе базальтоидного типа, что мы и примем при наших расчетах.

Для расчета плотности исходной породы принимаем: оливин 70 % (железистость, или $f = 10$ %), ортопироксен 10 % ($f = 10$ %), клинопироксен 10 % ($f = 10$ %, жадеита 10 %), гранат 10 %. Для граната условно принимаем $f = 30$ %, учитывая содержание хрома [Соболев Н. В., 1974], также повышающего удельный вес. Исходя из плотностей минералов [Соболев Н. В. и др., 1976], получим для исходного пиролита $\rho = 3{,}37$ г/см³. Для эклогитовой части (клинопироксен + гранат) $\rho = 3{,}56$ г/см³, а для остаточной породы (оливин + ортопироксен) $\rho = 3{,}32$ г/см³.

Таким образом порода, оставшаяся после выплавки и удаления базальтового расплава, становится менее плотной, что на первый взгляд может показаться парадоксальным.

Для приблизительной оценки изменения плотности пиролита в присутствии расплава при частичном плавлении, т. е. плотности астеносферы, примем для расплава $\rho = 3{,}1$ г/см³. При выборе этой цифры учтены два обстоятельства: 1) плотность расплавленного эклогита должна быть выше плотности обычного базальтового расплава, так как последний частично наследует структуру координационных полиэдров, как это известно по коэситовому стеклу; 2) плотность при плавлении эклогита должна быть значительно выше, чем у базальта, что непосредственно вытекает из более крутого наклона кривой ликвидуса [Грин, Рингвуд, 1968; Хитаров и др., 1972].

При расплавлении всей эклогитовой части (20 %) получим $\rho = 3{,}27$ г/см³.

Совершенно очевидно, что совсем другой эффект будем иметь при выплавлении базальтов на малой глубине под океаническими хребтами при $P \leqslant 7$—10 кбар, где в породах совместно с оливином должен присутствовать основной плагиоклаз, т. е., по существу, будет происходить плавление габбро, которое по свойствам близко базальтам. Здесь для исходного пиролита $\rho = 3{,}26$ г/см³, для пиролита с 20 % расплава $\rho = 3{,}21$ г/см³ и для пиролита после удаления расплава $\rho = 3{,}32$ г/см³.

Там, где мантия представлена шпинелевыми перидотитами, т. е. в интервале давлений 10—25 кбар, эффект будет промежуточным и, по-видимому, близким к нейтральному, иными словами плотность в остаточном пиролите будет значительно меньше понижаться при выплавлении, чем в гранатовом перидотите.

Гипотеза однородного пиролита может быть справедлива лишь для ранних этапов становления Земли [Соболев В. С., Соболев Н. В., 1975; Соболев Н. В., 1974; Добрецов Н. Л. и др., 1974], до образования земной коры. Для более поздних этапов есть прямые доказательства о дифференцированном характере мантии. В мантии до глубин, отвечающих образованию алмазов, т. е. давлению более 40 кбар, имеются линзы или пласты эклогитов, что и должно быть принято во внимание при всех рассуждениях.

Теоретический эклогит, близкий к двойной эвтектике гранат — пироксен (см. рисунок, точка *B*), должен плавиться при более высокой температуре, чем тройная эвтектика гранат — пироксен — оливин (см. рисунок, точка *A*), что часто подчеркивается в литературе. Как видно на рисунке, температура плавления двойной эвтектики только на 20 °С выше, чем тройной. Несомненно, что в мощной астеносфере существует достаточно большое превышение температур над точкой плавления солидуса, т. е. плавление будет происходить на контактах зерен граната и пироксена, а также в обычных эклогитах без оливина.

Еще большее значение имеет отклонение химического состава пород от простой системы, приведенной на рисунке, за счет присутствия FeO. В перидотитах железистость минералов невелика (оливина порядка 10 %, а граната — 20—25 %), но и это даст снижение всех температур по сравнению с данными для системы без железа больше чем на 60—80 °С. В эклогитах железистость колеблется в широких пределах и в среднем она значительно выше, чем в перидотитах. Понижение температуры плавления за счет повышения железистости здесь будет значительно превышать указанные выше 20 °С, т. е. эклогиты начнут плавиться раньше перидотитов. Кроме того, важно отметить, что интервал плавления эклогитов (без кварца или коэсита), т. е. разница между температурой солидуса и ликвидуса порядка 50° С [Грин, Рингвуд, 1968; Соболев В. С., 1976; Хитаров и др., 1972], в то время как в перидотитах она около 300 °С [Соболев В. С., 1976].

Таким образом, здесь мы будем иметь качественно иной тип плавления, а именно: возможно образование магматических линз на месте эклогитов.

При плавлении перидотитов магматические очаги базальтовой магмы могут образоваться лишь при поднятии и объединении небольших порций расплава выше астеносферы. Полное или почти полное плавление перидотитов возможно лишь в особых условиях, что в данной статье не рассматривается.

Очевидно, что при расчете изменения плотности мантии с эклогитовыми телами при их плавлении нужно оперировать уже не с точечными значениями плотностей, как при плавлении пиролита, а с интегральными значениями для всей астеносферы или какой-то ее части. При этом для количественных оценок должна быть задана объемная доля эклогитовых линз. Следует учесть, что железистость, а следовательно, и плотность эклогитов в среднем выше, чем эклогитовой части пиролита. Расчет для среднего минерального состава дает цифру $\rho = 3{,}62$ г/см^3.

Рядом авторов предполагается возможность погружения астенолитов эклогитов [Артюшков, 1970; Грин, Рингвуд, 1968; Соболев В. С., 1976] в твердую мантию за счет их большого удельного веса. Рассмотренный выше процесс плавления однозначно показывает, что такие астенолиты не могут пройти область астеносферы, если их размеры не очень велики. Через область астеносферы пройдут лишь наиболее крупные астенолиты, которые за время движения в астеносфере не успеют прогреться достаточно для плавления. Простые оценки показывают, что при вязкости астеносферы 10^{20} пуаз и мощности астеносферы 100 км минимальный линейный размер такого астенолита должен быть более первых десятков километров. Погружение меньших астенолитов на большие глубины возможно лишь в тех областях, где астеносфера отсутствует, т. е. геотерма

не пересекается с кривой солидуса. Отсутствие непрерывной астеносферы отмечалось в геофизической литературе [Алексеев, Рябой, 1976].

Возможность существования «холодных» участков мантии до глубин, отвечающих $P = 40$ кбар и выше, прямо подтверждается и открытием в мантии коэситовых эклогитов [Соболев Н. В. и др., 1976], точка плавления которых на 300 °С ниже плавления эклогитовой эвтектики [Соболев В. С., 1976].

Обратный эффект — повышение интегральной плотности некоторой части мантии — будет иметь место при формировании эклогитовых линз за счет эклогитизации погруженных участков базальтовой коры или застывании на большой глубине очагов базальтовой магмы. Оценка плотности пород мантии по геофизическим данным и сопоставление их с данными петрологии по изучению ксенолитов (прежде всего ксенолитов в кимберлитах) и включений в алмазах вместе с общими геологическими соображениями позволяет подойти к построению схематической карты для состава верхней части мантии.

КОЭСИТОВЫЕ (КВАРЦЕВЫЕ) ЭКЛОГИТЫ КАК ИСТОЧНИК МАНТИЙНЫХ МАГМ, БОГАТЫХ КРЕМНЕЗЕМОМ

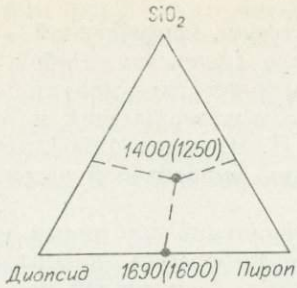
(Проблемы глубинного магматизма, 1979)

Одним из важнейших геологических открытий второй половины XX столетия является непосредственное установление Г. С. Горшковым [1956] глубинных мантийных очагов магм под вулканами. Вместе с тем экспериментальные исследования показали, что за счет оливинсодержащих пиролитов достаточно кислые магмы (включая даже толеитовые базальты, не очень богатые оливином) могут выплавляться лишь при очень высоком содержании воды [Kushiro, 1975]. С другой стороны, общие соображения показывают, что такие магмы не могли бы достигать земной поверхности, а высокие температуры магмы, установленные по расплавленным включениям, свидетельствуют о сухом характере расплавов.

В связи с этим ряд авторов высказали соображения, что мантийным источником сравнительно кислых магм могут являться лишь безоливиновые породы, содержащие свободную кремнекислоту, т. е. кварцевые и коэситовые эклогиты [Соболев В. С., 1976; Соболев В. С., Соболев Н. В., 1975].

Ксенолиты эклогитов с кварцем были описаны в кимберлитовых трубках. Однако в этом случае всегда могло возникнуть сомнение в их достаточно глубинном происхождении, так как трубки всегда богаты породами, вынесенными не только из мантии, но и из земной коры, а алмазоносные эклогиты не содержат минералов, отвечающих свободному кремнезему.

В связи с этим исключительный интерес в развитии петрографии представляет установление коэситовых эклогитов. Первая такая находка [Соболев Н. В. и др., 1976] была сделана в виде ассоциаций минералов, включенных в алмазы. В двух кристаллах алмаза были совместно найдены гранат, омфацит и коэсит. Сомнений в том, что эти алмазы образовались в коэситовых эклогитах при давлениях 40—50 кбар, не возникает. Несколько позже [Smyth, Hatton, 1977] в трубке Робертс-Виктор из Южной Африки был найден ксенолит гроспидита, который по составу граната соответствовал пограничной области между коэситовым эклогитом и гроспидитом, содержащим 6 % коэсита и 0,6 % санидина. Как и в первой находке, идентификация коэсита не вызывает сомнения. Так как в последнем случае алмазы отсутствуют, давление при образовании этой породы могло быть несколько ниже. По мнению Смита, давление превышало 29 кбар, а температура — 800 °С.



Схематическая диаграмма плавления коэситовых эклогитов при давлении 40 кбар.

В скобках даны вероятные температуры с учетом значительной железистости фемических минералов и присутствия санидина [Соболев В. С., 1976].

Обе указанные находки являются важнейшим звеном в познании состава верхней мантии и понимании образования глубинных кислых и средних пород. Как уже отмечалось [Соболев В. С., 1976], подобные эклогиты могут образоваться в результате следующих процессов:

1) при кристаллизации на глубине расплавов в результате кристаллизационной дифференциации. Однако давление в этих случаях должно быть ниже 28 кбар, т. е. это не может относиться к коэситовым эклогитам;

2) при кристаллизации на глубине расплавов, обогащенных водой;

3) в связи с погружением толеитовых базальтов в зонах Заварицкого и Беньофа или эклогитизацией нижней части континентальной коры с отрывом соответствующих блоков.

Третий вариант образования кварцевых и коэситовых эклогитов автор считает наиболее вероятным.

На рисунке приведена вероятная схематическая диаграмма плавления сухих расплавов в этих условиях: температура на 350 °С ниже температуры солидуса эклогитов без свободного SiO_2 и почти на столько же (с разницей порядка 20 °С) ниже плавления солидуса гранатовых перидотитов.

Вместе с тем в работах В. А. Жарикова, Р. А. Ишбулатова и других по экспериментальным данным высказывается мнение о существенных сдвигах эклогитового барьера за счет растворимости избыточного SiO_2 в пироксенах, что имеет принципиальное значение и должно быть специально рассмотрено в связи с данной проблемой.

Прежде всего отметим, что в ряде рассмотренных работ [Жариков и др., 1974; Ишбулатов, 1975] указано, что исследованный базальт с добавкой 5 % кварца закристаллизовался в очень узком интервале температур (1545—1510 °С) в виде пироксена ($P = 35$ кбар). Это заведомо неправильно, так как в породе содержится 1,81 % K_2O, в то время как в пироксене в этих условиях растворяется около 0,3 % K_2O. По-видимому допущена также ошибка, которая была сделана во многих экспериментальных работах зарубежных исследователей [Ито, Кеннеди, 1972; Соболев В. С., 1976], т. е. не замечено некоторое количество жидкости (стекла), образующейся при гораздо более низкой температуре в широком интервале. Здесь это стекло должно содержать около 10 % калишпата и очень немного свободного SiO_2.

Что касается дальнейших работ по исследованиям самих пироксенов [Ханухова и др., 1976а, б], то они не вызывают никаких замечаний по существу эксперимента, но их результаты не относятся к обычной реакции образования базальтовых эклогитов. Здесь всюду идет речь о специальном компоненте $CaAl_{2,3}Si_2O_6$ или даже $Ca_{0,5}AlSi_2O_6$, который назван авторами молекулой Эскола, за счет чего пироксен может «растворять» существенный избыток кремнезема. В глубинных ксенолитах такие пироксены были впервые описаны А. П. Бобриевичем и др. [Бобриевич, Смирнов и др., 1960], причем долгое время даже делалось предположение, что в отобранном материале была примесь дистена. Только в результате анализа на микрозонде [Соболев Н. В., 1974] удалось доказать, что в гроспидитах действительно пироксены содержат существенное количество данного комплекса (до 40 %).

Особенно большое содержание молекулы Эскола установлено в пироксене коэситового гроспидита [Smyth, Hatton, 1977]. Однако исследование большого количества глубинных пироксенов показало, что данный компонент возможен лишь в сочетании с кальциевыми гранатами в гроспидитах и (в очень небольших количествах) некоторых дистеновых эклогитах, близких к гроспидитам. В коэситовом эклогите [Соболев Н. В. и др., 1976], даже там, где гранат содержит свыше 32,8 % кальциевого компонента, т. е. относительное содержание кальция в самой породе значительно выше указанной величины, пироксен совершенно не содержит избытка кремнезема — содержание шестерного алюминия в точности отвечает сумме ионов калия и натрия. Так как в данном эклогите присутствует еще коэсит, можно считать установленным, что избыточный кремнезем может растворяться в пироксене лишь в том случае, когда отношение Ca/Ca + Mg + Fe более 50 % или близко к этой величине. Если обратиться к сводке по среднему химическому составу базальтов [Кутолин, 1972] и другим источникам, то увидим, что в природных базальтах лишь в исключительных случаях содержание Ca приближается к этой величине (например, траппы Тасмании), а обычно данное отношение ниже 40 %.

Таким образом, мы можем считать установленным, что при переходе типичных базальтов различных типов в эклогит никакого существенного сдвига эклогитового барьера за счет избыточного растворения кремнезема в пироксене не происходит и, как правило, должны образоваться кварцевые или коэситовые эклогиты с низкой температурой солидуса. Напомним, что и все упомянутые выше эксперименты по пироксенам проведены в системе с отношением Ca/(Ca + Mg), равным 50 %.

Состав граничных пород базальтового барьера, естественно, зависит от соотношения окислов исходной породы. При низком содержании глинозема образуется мало гранатов, т. е. порода будет близка к пироксену и может содержать до 55 % SiO_2. Повышенное содержание K_2O приводит к образованию калишпата, устойчивого до весьма высоких давлений. Рядом исследователей установлено присутствие санидина в виде включений в алмазах [Printz et al., 1975], а также в ксенолите коэситового гроспидита [Smyth, Hatton, 1977]. Такие эклогиты должны содержать повышенное количество SiO_2, т. е. происходит сдвиг содержания кремнезема в эклогитовом барьере. С этой точки зрения нужно признать не совсем удачным, что для экспериментальных исследований взят базальт с $K_2O = 1{,}81$ % [Жариков и др., 1974], в то время как обычно в базальтах содержание K_2O ниже 1 % [Кутолин, 1972]. Рассчитанное количество кварц-коэсита в эклогите из взятого для эксперимента базальта не превышает 2 %.

При основной реакции эклогитизации: $4MgSiO_3 + CaAl_2Si_2O_8 = CaMgSi_2O_6 + Mg_3Al_2Si_{13}O_{12} + SiO_2$ на один атом алюминия выделяется один атом свободного кремния, т. е. содержание анортитового компонента увеличивает количество образования свободного кремнезема. Однако это увеличение происходит только до определенных пределов. В породах, особо богатых анортитом, происходит образование дистена и граната, богатого кальцием (гроспидит), где действительно образуются пироксены, пересыщенные SiO_2.

Альбитовый компонент превращается в жадеит по реакции

$$NaAlSi_3O_8 = NaAlSi_2O_6 + SiO_2.$$

Таким образом, здесь на один атом алюминия выделяется два атома кремния, а увеличение содержания Na_2O в отличие от K_2O должно увеличить содержание свободного кремнезема и сдвинуть базальтовый барьер в обратном направлении. Если содержание Na_2O в породе увеличивается за счет нефелинового компонента, то это разумеется, будет приводить к уменьшению содержания свободного кремнезема.

Резюмируя рассмотренные вопросы, можно сделать следующее заключение.

1. Открытие в природе глубинных ксенолитов эклогитов и гроспидитов имеет огромное значение для понимания процессов магмообразования в мантии Земли.

2. Обычные базальты всех типов, и в первую очередь базальты океана, при погружении на значительную глубину в область повышенных давлений должны превратиться в кварцевые или коэситовые эклогиты с нормальными пироксенами, не содержащими избыточного количества кремнезема.

3. Увеличение содержания альбитового компонента в базальте должно повышать количество образовавшегося свободного кремнезема, о повышение содержания K_2O будет оказывать влияние на состав образующейся породы в обратном направлении.

4. Образовавшиеся в результате этого процесса или другим путем кварцевые (или коэситовые) эклогиты могут служить источником мантийных магм кислого и среднего состава.

5. Пироксены, пересыщенные кремнеземом, обусловливающие сдвиг «эклогитового барьера», известны в природе лишь в редких породах — гроспидитах и в некоторых кианитовых эклогитах, которые могут образоваться лишь за счет специфических базальтоидов с повышенным относительным содержанием CaO, а также глинозема.

6. В дальнейших экспериментальных исследованиях для установления характера плавления базальта должны быть взяты типичные породы, близкие к среднему океаническому базальту, а изучение систем с пироксенами должно быть продолжено в области составов с высоким содержанием MgO.

НОВЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ПОГРУЖЕНИЯ НА БОЛЬШИЕ ГЛУБИНЫ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД ЗЕМНОЙ КОРЫ*

(Доклады АН СССР, 1980, т. 250, № 3)

В работе Соболева Н. В. и других [1979] впервые показано, что как облегченный, так и аномально тяжелый состав углерода характерен только для алмазов, содержащих в виде включений минералы, относящиеся к эклогитовому типу парагенезиса. Такие алмазы распространены и в россыпях, и в кимберлитовых трубках. При этом в некоторых кимберлитовых трубках, в частности Орапа (Ботсвана), алмазы, обогащенные облегченным изотопом углерода, составляют не менее половины среди образцов, отобранных случайным образом из концентратов. Алмазы этой трубки, судя по соотношению включений, относятся преимущественно к эклогитовому типу парагенезиса.

Исходя из общих представлений о глубинном образовании алмазов, можно сделать некоторые новые выводы. Как уже отмечалось, исследованиями кристаллических включений в природных алмазах и ксенолитов алмазоносных эклогитов и перидотитов твердо установлены два общих типа парагенезисов алмазов: ультраосновной и эклогитовый. Именно по включениям в алмазах из россыпей севера Сибирской платформы была впервые установлена в природных условиях равновесная ассоциация коэситового эклогита с одновременным нахождением внутри одного кристалла алмаза включений пироп-альмандинового граната, омфацита и коэсита [Соболев Н. В. и др., 1976]. Эта находка явилась подтвержде-

* Совместно с Н. В. Соболевым.

нием роли коэситовых эклогитов в верхней мантии, предполагавшейся на основании анализа возможных механизмов эклогитизации основных пород [Соболев Н. В., Соболев В. С., 1975]. В дальнейшем существование коэситовых эклогитов было подтверждено прямыми их находками в виде ксенолитов в кимберлитовых трубках Робертс-Виктор в Южной Африке [Smith, Hatton, 1977] и Удачная в Якутии [Пономаренко и др., 1977; Пономаренко, Специус, 1978]. Если в образце южно-африканского коэсит-санидинового гроспидита алмазы не были установлены, то в трубке Удачная коэсит обнаружен в 17 образцах ксенолитов гроспидитов, двуминеральных и дистеновых эклогитов, в том числе в двух алмазоносных. Выяснилось также, что определенную роль коэситовые эклогиты играют и в составе верхней мантии в районе трубки Мир. Именно в алмазе из этой трубки впервые обнаружено достоверно привязанное к определенному кимберлитовому телу включение коэсита [Ефимова, Соболев Н. В., 1977]. Все известные более ранние находки изолированных включений коэсита в алмазах относились к кристаллам из россыпей или не имеющим конкретной привязки.

Все три изученные кристалла алмаза с включениями коэсита по изотопному составу углерода попадают в аномальные области гистограммы [Соболев Н. В. и др., 1979]: два кристалла из россыпей севера Сибирской платформы характеризуются облегченным составом углерода ($\delta^{13}C = -12{,}8$; $-24{,}5$ %), а один, из россыпей Австралии,— утяжеленным ($\delta^{13}C = +0{,}5$ %).

Экспериментальные данные показывают, что как коэситовые эклогиты, так и эклогиты других типов могут образоваться в мантии двумя путями: 1) выплавлением богатых водой расплавов из гипербазитов с застыванием на больших глубинах и 2) за счет погружения на большие глубины и эклогитизации базальтовых пород в зонах Заварицкого — Беньофа или в низах мощной континентальной коры [Соболев Н. В., Соболев В. С., 1964, 1975; Белоусов, 1966; Ringwood, Green, 1966; Соболев В. С., Соболев А. В., 1977].

Полученные новые данные по особенностям изотопного состава углерода алмазов, по нашему мнению, совершенно однозначно доказывают, что хотя бы часть эклогитов образовалась вторым путем. При этом экзогенный, обычно облегченный, углерод из прослоев осадочных пород в базальтах смешивался в различных соотношениях с эндогенным углеродом. Естественно, что в этих случаях могли получаться самые различные соотношения, вплоть до совпадения с областью изотопного состава мантийного углерода.

Особым случаем являются, очевидно, алмазы из россыпей Восточной Австралии с утяжеленным углеродом, что может быть связано с погружением на глубину экзогенных карбонатов. Это представляет большой интерес и заставляет обратить более пристальное внимание на изучение кристаллических включений в алмазах Австралии, по составу которых пока имеются очень ограниченные данные. Общее количество достоверно определенных включений здесь не превышает шести: форстерит, три клинопироксена и коэсит, по данным Н. В. Соболева и Ю. Г. Лаврентьева, а также коэсит по данным Ю. Милледж. Здесь обращает на себя внимание повышенная роль эклогитового парагенезиса, к которому относятся не только два алмаза с включениями коэсита, но и два из трех изученных алмазов с включениями клинопироксенов.

Наиболее магнезиальные гранаты и пироксены с существенной примесью хрома содержатся в виде включений в трех однотипных образцах поликристаллических сростков алмаза из трубки Мир, характеризующихся наиболее облегченным углеродом среди изученных природных алмазов [Соболев Н. В. и др., 1979]. Гранаты и пироксены (а также сульфид в одном из образцов) присутствуют не только во внешних частях сростков, но и прорастают их. Химический состав гранатов и пироксенов из указанных образцов алмазов определен с помощью рентгеновского

Химический состав гранатов и клинопироксенов из образцов алмазов, обогащенных облегченным изотопом углерода; трубка Мир

Компонент	Гранаты			Клинопироксены		
	МР-645	МР-4	МР-17	МР-645	МР-4	МР-17
SiO_2	42,0	41,1	41,4	54,8	55,1	54,8
TiO_2	0,39	0,41	0,37	0,28	0,42	0,15
Al_2O_3	19,5	19,7	20,8	2,57	4,87	2,45
Cr_2O_3	4,99	4,21	4,22	2,55	3,45	1,85
FeO	7,36	5,75	6,25	1,97	1,52	2,10
MnO	0,26	0,26	0,25	0,04	0,06	0,05
MgO	21,2	19,7	18,7	16,2	13,1	16,0
CaO	3,97	6,79	8,51	18,7	16,9	18,5
Na_2O	Не опр.	Не опр.	0,09	2,61	4,33	2,37
K_2O	»	»	Не опр.	0,07	0,03	0,01
Сумма . . .	99,67	97,92	100,59	99,79	99,48	98,28
Si	3,014	3,001	2,963	1,980	1,987	2,004
Al^{IV}				0,020	0,013	—
Ti	0,021	0,022	0,020	0,009	0,011	0,004
Al^{VI}	1,652	1,694	1,755	0,088	0,182	0,105
Cr	0,283	0,246	0,239	0,074	0,100	0,053
Fe^{3+}	0,043	0,038	—	—	—	—
Fe^{2+}	0,399	0,313	0,374	0,059	0,046	0,064
Mn	0,016	0,018	0,015	0,002	0,002	0,002
Mg	2,264	2,145	1,995	0,871	0,704	0,872
Ca	0,306	0,531	0,653	0,724	0,652	0,725
Na	—	—	0,012	0,183	0,303	0,167
K	—	—	—	0,004	0,001	—
f	16,3	14,1	15,8	6,3	6,1	6,8
Mg-компонент	75,9	71,3	65,7			
Ca-компонент	10,2	17,7	21,5	43,8 *	46,5 *	43,6 *
Cr-компонент	14,2	12,3	11,9			

* Отношение Ca/(Ca + Mg + Fe).

микроанализатора [ХА-5А по описанной в [Лаврентьев и др., 1974] методике (см. таблицу)]. Отсутствие в образцах оливина и продуктов его изменения, переменная вплоть до повышенной, кальциевость гранатов (от 10,2 до 21,5 % Ca-компонента), а также переменное содержание жадеита в пироксенах (16,7—30,3 %) дают основание рассматривать эти ассоциации в качестве магнезиальных эклогитов (пироповых пироксенов) в отличие от типичных магнезиально-железистых эклогитов. Наличие примеси в минералах не противоречит такой трактовке, так как хромсодержащие эклогиты, даже с дистеном, известны в трубке Загадочная. В отдельных случаях магнезиальные эклогиты тесно связаны с некоторыми типами гипербазитов, в которых они встречаются в виде обособлений и жил [Добрецов и др., 1974]. Существование таких парагенезисов с алмазами в кимберлитах может быть связано с погружением на большие глубины некоторых гипербазитов из коры или верхней части мантии, что уже предполагалось рядом исследователей.

Дальнейшее изучение изотопии алмазов следует проводить только для достоверно установленных парагенезисов. Это даст возможность более основательно подтвердить вывод о формировании эклогитов в результате погружения участков земной коры, а также решить вопрос о возможности погружения совместно с ними находящихся в коре блоков гипербазитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А. С., Рябой В. З. Новая модель строения верхней мантии Земли // Природа.— 1976.— № 7.

Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1970.— № 5.

Артюшков Е. В., Соболев С. В. Механизм подъема с глубины кимберлитовых магм // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 236, № 3.

Атласов И. П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1958.

Базаров Л. Ш. Микрокамера для исследования включений в минералах // Геология и геофизика.— 1968.— № 8.

Базарова Т. Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород.— М.: Наука, 1969.

Базарова Т. Ю., Соболев В. С. Две генерации включений расплава в породообразующих минералах одинита // Докл. АН СССР.— 1969.— Т. 186, № 3.

Базарова Т. Ю., Шугурова Н. А. Летучие компоненты при кристаллизации некоторых щелочных эффузивных и гипабиссальных пород // Докл. АН СССР.— 1968.— Т. 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.— Т. 175, № 5.

Бакуменко И. Т., Шугурова Н. А., Эрлих Э. Н., Попова Н. М. Генезис кварца из пемз вулкана Хангар // Докл. АН СССР.— 1970.— Т. 191, № 3.

Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества // Геохимия.— 1972.— № 12.

Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых // Геология руд. месторождений.— 1975.— № 4.

Барт Т. Теоретическая петрология.— М.: Изд-во иностр. лит., 1965.

Бартошинский З. В. Об алмазах из эклогита кимберлитовой трубки. Мир // Геология и геофизика.— 1960.— № 10.

Белоусов В. В. Развитие земного шара и тектогенез // Сов. геология.— 1960.— № 7.

Белоусов В. В. О некоторых задачах изучения строения и развития земной коры и верхней мантии // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.— 1963.— № 2.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов.— М.: Наука, 1963.

Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще // Хромиты СССР.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937.— Т. 1.

Билибин Ю. А. О генезисе щелочных пород // Избранные труды.— М.: Изд-во АН СССР, 1958.— Т. 1.

Биркес А. П., Богатиков О. А. Анортозиты Западной Латвии // Анортозиты СССР.— М.: Наука, 1974.

Бобриевич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А. и др. Алмазы Сибири.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Бобриевич А. П., Бондаренко М. Н. и др. Алмазные месторождения Якутии.— М.: Госгеолтехиздат, 1959.

Бобриевич А. П., Илупин М. П. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии.— М.: Недра, 1964.

Бобриевич А. П., Калюжный В. А., Смирнов Г. И. Муассанит в кимберлитах Восточно-Сибирской платформы // Докл. АН СССР.— 1957.— Т. 117, № 6.

Бобриевич А. П., Панкратов А. А., Козлов И. Т. Петрография кимберлитов бассейнов рек Оленека и Муны Сибирской платформы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР.— 1960.— Вып. 3.

Бобриевич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. Ксенолит эклогита с алмазами // Докл. АН СССР.— 1959.— Т. 126, № 3.

Бобриевич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. К минералогии ксенолитов гроссулярпироксен-дистеновой породы (гроспидита) из кимберлитов Якутии // Геология и геофизика.— 1960.— № 3.
Бобриевич А. П., Соболев В. С. Эклогитизация пироксеновых кристаллических сланцев архейского комплекса // Зап. ВМО. Сер. 2.— 1957.— Вып. 1, ч. 86.
Богатиков О. А. Лунные анортозиты // Анортозиты СССР.— М.: Наука, 1974.
Боронихин В. А., Баскина В. А. Минералы высоких давлений в кислых вулканитах (Приморье): (По данным рентгеноспектрального микроанализа) // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 222, № 3.
Ботт М. Внутреннее строение Земли.— М.: Мир, 1974.
Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород.— М.; Л.; Новосибирск: Госгеолнефтеиздат, 1934.
Бутакова Е. Л. К петрологии Маймеча-Котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород // Тр. НИИГА.— 1956.— Т. 89, вып. 6.
Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород // Петрография Восточной Сибири.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— Т. 1.
Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. О находке даек меймечитов со стекловатыми закраинами // Докл. АН СССР.— 1970.— Т. 190, № 5.
Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Меймечиты Гулинского плутона (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика.— 1971.— № 4.
Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.
Виноградов А. П. Метеориты и земная кора // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1959а.— № 10.
Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли // I чтение им. В. И. Вернадского 30/III 1959.— М.: АН СССР, 1959.
Виноградов А. П. О происхождении земной коры. Сообщение 1 // Геохимия.— 1961.— № 1.
Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1962.— № 11.
Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин М. П. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии // Геохимия.— 1970.— № 4.
Винчелл А. Н., Винчелл Г. В. Оптическая минералогия.— М.: Изд-во иностр. лит., 1953.
Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода.— М.: Наука, 1968.
Гапеева Г. М. Положение кимберлитов в генетической классификации горных пород // Бюл. ВСЕГЕИ.— 1959.— № 1.
Гапеева Г. М. Эруптивная брекчия Лесозаводска // Геология и геофизика.— 1960.— № 10.
Геншафт Ю. С., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н. и др. Превращения меймечита при высоких давлениях и температурах // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1968.— № 12.
Геологическое строение СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.— Т. 2: Магматизм.
Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1973.
Глубинные ксенолиты и верхняя мантия.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.
Гневушев М. А., Гомон Г. О., Черненко А. И. Влияние количества хрома в пиропе на высоту максимумов кривых спектрального поглощения зон // Зап. ВМО.— 1958.— Вып. 1, ч. 87.
Гневушев М. А., Николаева Э. С. О включениях пиропа и оливина в якутских алмазах // Минерал. сб. Львов. геол. об-ва.— 1958.— Т. 12.
Горансон Р. Ф. Физическое действие сверхвысоких давлений // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования.— М.; Л.: Изд-во иностр. лит., 1954.
Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана // Докл. АН СССР.— 1956.— Т. 106, № 4.
Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. О происхождении базальтоидных магм // Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.
Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.
Даусон Дж. В. Ольдонго Лепчай — действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатитов // Карбонатиты.— М.: Мир, 1969.
Денисов Е. П. Некоторые особенности базальтоидов с включениями ультраосновных пород // Геология и геофизика.— 1965.— № 4.
Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— М., 1973.
Дмитриев Л. В. и др. Основные черты магматизма дна океанов // Проблемы петрологии.— М.: Наука, 1976.
Дмитриев Э. А. Ксенолиты эклогитов в трубках взрыва щелочных пород на Памире // Докл. АН СССР.— 1966.— Т. 169, № 6.

Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.
Добрецов Н. Л., Добрецова Т. Г. Глубинные включения в камптонитах Южной Джунгарии и их генетическое значение // Ксенолиты и гомогенные включения: (Материалы симпозиума, Новосибирск, 1967).— М.: Наука, 1969.
Добрецов Н. Л., Курода И. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого образования // Геология и геофизика.— 1969.— № 12.
Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма.— М.: Недра, 1970.
Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений.— М.: Недра, 1972.
Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений.— М.: Недра, 1974.
Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах // Минералогия, термометрия и барометрия.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1965.— Т. 1.
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.— Т. 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.— Т. 192, № 4.
Дэвис Г. Л., Соболев Н. В., Харькив А. Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 254, № 1.
Дэвис В. Г., Шерер Дж. Ф. Плавление в сечении диопсид — форстерит — пироп при 40 кбар и 1 атм // Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.
Егоров К. Н. О находке мелилита в кимберлите трубки Удачная Восточная // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 248, № 4.
Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов.— Харьков: Изд-во Харьков. ун-та, 1950.
Ефимова Э. С. Твердые включения в Якутских алмазах // Тезисы совещания по геологии алмазных месторождений Якутии.— Якутск, 1961.
Ефимова Э. С., Соболев Н. В. Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 237, № 6.
Жариков В. А., Иванов И. П., Литвин Ю. А., Ишбулатов Р. А. Экспериментальные исследования плавления изверженных пород щелочно-земельной серии при давлении 35 кбар // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 219, № 2.
Жданов В. В. Магматизм зон базификации материковой земной коры // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли.— М.: Наука, 1972.
Заварицкий А. Н. О чем говорит структура метеоритов // Вестн. АН СССР.— 1948.— № 8.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород.— М.: Изд-во АН СССР, 1950.
Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.
Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мэргеня и их лавах // Избранные труды.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— Т. 4.
Заварицкий А. Н , Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород.— М.: Госгеолтехиздат, 1961.
Зайцев Н. С., Ляхович В. В. Ультраосновные жильные породы Чадобецкого поднятия // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1955.— № 2.
Ито К., Кеннеди Дж. К. Экспериментальное изучение перехода базальт — гранатовый гранулит — эклоги // Геохимия.— 1972.— № 4.
Ишбулатов Р. А. Эксперимент льные исследования плавления пород щелочно-земельной серии при давлениях 25—40 кбар: Автореф. дис. ...— М., 1975.
Ишбулатов Р. А. Экспериментальные исследования плавления пород щелочно-земельной серии при давлении 25—45 кбар // Очерки физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1977.
Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм.— М.: Мир, 1965.
Кадик А. А. Физические условия плавления на контакте с интрузивными порциями магм при естественной конвекции расплава // Геохимия.— 1970.— № 4.
Кадик А. А. Физико-химические условия, определяющие поведение воды и углекислоты в магмах основного и кислого состава при их движении к поверхности Земли: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1975.
Калюжный В. А. Оптические и термометрическое исследования стекла в фенокристаллах гиалодацитов Закарпатья // Докл. АН СССР.— 1965.— Т. 160, № 2.
Каминский Ф. В., Патока М. Г., Шеймович В. С. О геолого-тектоническом положении алмазоносных базальтов Камчатки // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 246, № 3.
Карпинский А. П. О замечательной так называемой грорудитовой горной породе из Забайкальской области // Собрание сочинений.— М., 1941.— Т. 3.
Карпинский А. П. Законы совместного нахождения полевых шпатов // Собрание сочинений.— М., 1941.— Т. 3.

Кваша Л. Г. О термальном метаморфизме некоторых типов метеоритов // Метеоритика.— 1958.— Вып. 16.
Ковальский В. В., Брахфогель Ф. Ф., Михалев Г. П. Величина денудационного среза как критерий прогнозирования месторождений алмазов // Тезисы докладов III Всесоюзного межведомственного совещания, г. Мирный.— М.: М-во РСФСР, ЦНИГРИ, 1974.
Когарко Л. Н. Явления несмесимости в щелочных магмах // Труды Всесоюзного совещания по эксцериментальной минералогии и петрографии.— Иркутск, 1975а.
Когарко Л. Н. Физико-химические условия датирования агпаитовых нефелиновых сиенитов и связанных с ними месторождений: Автореф. дис. ...— М., 1975б.
Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты // Тр. ЦНИГРИ.— 1936а.— Вып. 86.
Коржинский Д. С. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья // Зап. ВМО.— 1936б.— Вып. 2, ч. 65.
Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях // В книге, посвященной 70-летию со дня рождения академика Д. С. Белянкина.— М.: Изд-во АН СССР, 1946.
Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий // Докл. АН СССР.— 1959.— Т. 128, № 2.
Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— М.: Наука, 1972.
Коржинский Д. С. Магматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1973.— № 12.
Костюк В. П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.
Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород.— М.: Наука, 1970.
Крутоярский М. А. О некоторых кимберлитовых телах бассейна р. Омоноос Оленекского района // Зап. ВМО. Сер. 2.— 1958.— Вып. 2, ч. 87.
Крюков А. В. Петрохимические особенности базальтов ранних формационных типов и состав верхней мантии земли // Кора и верхняя мантия: Проблема 1, XXIII сессия МГК.— М.: Наука, 1968.
Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.
Кутыев Ф. Ш., Кутыева Г. В. Алмазы в базальтоидах Камчатки // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 221, № 1.
Куширо И. Состояние H_2O в верхней мантии // Проблемы петрологии и генетической минералогии.— М.: Наука, 1969.— Т. 1.
Лавренко Е. И. Гранаты Алданского комплекса // Минерал. сб. Львов. геол. об-ва.— Львов, 1953.— Т. 7.
Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Н. В., Маликов Ю. И. Определение состава породообразующих минералов методом рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом // Завод. лаб.— 1974.— Т. 40, № 6.
Лебедев А. П. Некоторые проблемы петрологии коренных алмазоносных пород в СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1957.— № 11.
Лейпунский О. И. Об искусственных алмазах // Успехи химии.— 1939.— Т. 8, вып. 10.
Леонтьев Л. Н., Каденский А. А. О природе кимберлитовых трубок Якутии // Докл. АН СССР.— 1957.— Т. 115, № 2.
Леснов Ф. П. К петрографии и минералогии регенерированных оливиновых пород // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород.— М., 1972.
Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчерские и другие.— М.: ОНТИ, 1936.— Вып. 38.
Лутц Б. Г. Реакции эклогитизации в глубинных породах // Геология руд. месторождений.— 1965.— № 5.
Ляхович В. В. Акцессорные минералы горных пород.— М.: Недра, 1979.
Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов/Т. Ю. Базарова, И. Т. Бакуменко, В. П. Костюк и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отдние, 1975.
Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли.— М.: Наука, 1968.
Малиновский И. Ю., Годовиков А. А. и др. Силикатные системы при высоких температурах и давлениях в связи с петрологией верхней мантии и нижних слоев земной коры // Физико-химические условия процессов минералообразования по теоретическим и экспериментальным данным.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976.
Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород.— М.: Наука, 1965.
Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов.— М.: Недра, 1968.
Марков В. К., Петров В. П., Делицин И. С., Рябинин Ю. Н. Превращения флогопита при высоких давлениях и температурах // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1966.— № 6.

Масайтис В. Л. Дифференцированная интрузия траппов в бассейне среднего течения р. Вилюй // Материалы по геологии Сибирской платформы.— Л.: ВСЕГЕИ, 1955.— Вып. 7.

Масуренков Ю. П. Состав и состояние вещества в магматической камере Авачинского вулкана: (Камчатка) // Магма малоглубинных камер.— М.: Наука, 1970.

Масуренков Ю. П., Колосков А. В., Ермаков В. А. Меланократовые включения в современных вулканитах Камчатки и геохимическая неоднородность областей генерации расплавов // Ксенолиты и гомогенные включения: (Материалы симпозиума, Новосибирск, 1967 г.).— М.: Наука, 1969.

Масуренков Ю. П., Селягин О. Б. Роль газовой фазы и легкорастворимых соединений в образовании перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов вулкана Авача // Ксенолиты и гомогенные включения: (Материалы симпозиума, Новосибирск, 1967 г.).— М.: Наука, 1969.

Меняйлов А. А., Иванова В. Г. Некоторые минералы в кимберлитах и вмещающих породах трубок Якутии // Изв. СО АН СССР. Геология и геофизика.— 1958.— Вып. 1.

Метаморфические комплексы Азии/В. С. Соболев.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.

Милашев В. А. Родственные включения в кимберлитовой трубке Обнаженная (бассейн р. Оленек) // Зап. ВМО. Сер. 2.— 1960.— Вып. 3, ч. 89.

Милашев В. А., Крутоярский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы // Тр. НИИГА.— 1963.— Т. 126.

Михеенко В. И., Ненашев Н. И. Абсолютный возраст образования и относительный возраст внедрения кимберлитов Якутии // Труды IX сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961.

Мокшанцев К. Б., Еловских В. В. и др. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.

Моор Г. Г. Перспективы алмазоносности севера центральной Сибири // Пробл. Арктики.— 1940.— № 3.

Моор Г. Г. О слюдяных кимберлитах на севере центральной Сибири // Докл. АН СССР. Н. С.— 1941.— Т. 31, № 4.

Моор Г. Г., Кордиков А., Кабанов Н. Геологический очерк северных окраин Сибирской платформы (бассейн правых притоков р. Хеты) // Тр. ГГУ ГУСМП.— 1941.— Вып. 14.

Моор Г. Г., Соболев В. С. К вопросу о сибирских кимберлитах // Минерал. сб. Львов. геол. об-ва.— Львов, 1957.— № 11.

Моор Г. Г., Шейнманн Ю. М. Породы из северной окраины Сибирской платформы // Докл. АН СССР.— 1946.— Т. 51, № 2.

Мушкин И. В. Новые данные по включениям глубинных пород в щелочно-базальтоидной ассоциации Северного Нуратау (Западный Узбекистан) // Узб. геол. журн.— 1971.— № 4.

Мушкин И. В., Брейвинская В. М. Ксенолиты глубинных пород в трубках взрыва Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань) // Сов. геология.— 1969.— № 3.

Наумов Б. В., Поляков А. И. Термобарометрические исследования включений в минералах вулканических пород Западной рифтовой зоны Африки // Геохимия.— 1971.— № 4.

Немилова А. В. Синтез алмазов // Зап. ВМО.— 1956.— Вып. 2, ч. 85.

Обручев С. В. Тунгусский бассейн (южная и западная часть) // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объед. НКТП СССР.— 1939.

Озеров К. Л., Быховер Н. А. Месторождения корунда и кианита Верхне-Тимптонского района Якутской АССР // Тр. ЦНИГРИ.— 1936.— Вып. 82.

Олейников Б. В., Округин А. В., Лескова Н. В. Петрологическое значение находок самородного алюминия в базитах // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 243, № 1.

Олейников Б. В., Округин А. В., Махотко В. Ф. Базитовый источник хромистых пиропов // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 246, № 2.

Панкратов А. А. О гранатах из кимберлитовых трубок Якутии // Зап. Вост.-Сиб. отдния ВМО.— 1960.— Вып. 2.

Пауков И. Е. и др. Исследование теплоемкости конденсированных фаз при низких температурах (2) // Работы по физике твердого тела.— Новосибирск, 1967.— Вып. 1.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника.— 1969.— № 4.

Пономаренко А. И. Первая находка гранат-ильменитового перидотита с алмазами из кимберлитовой трубки Мир // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 235, № 4.

Пономаренко А. И. и др. Алмазоносный гроспидит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 126, № 4.

Пономаренко А. И., Специус З. В. Коэсит из эклогитов трубки Удачная, Якутия // Тезисы XI съезда ММА.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.— Т. 2.

Пономаренко А. И., Специус З. В., Любушкин В. А. Кианитовый эклогит с коэситом // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 236, № 1.

Пономаренко А. И., Специус З. В., Соболев Н. В. Новый тип алмазоносных пород — гранатовые пироксениты // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 251, № 2.
Похиленко Н. П., Соболев Н. В. и др. Ксенолит алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 231, № 2.
Пригожин И., Дефей Р. Химическая термодинамика.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1966.
Рабкин М. И., Ткаченко В. А. Докембрий Анабарского щита // Материалы лаборатории геологии докембрия.— М.: Изд-во АН СССР, 1954.— Вып. 2.
Ревердатто В. В. Метаморфизм в контактах ультраосновного массива Бор-Урях // Докл. АН СССР.— 1965.— Т. 163, № 4.
Родионова Р. И., Федорченко В. И. О некоторых проблемах глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги (по материалам петрографического изучения ксенолитов) // Геология и геофизика.— 1971.— № 2.
Рожков Б. Н., Моор Г. Г., Ткаченко Б. В. Материалы по геологии и петрографии Анабарского массива // Тр. Аркт. ин-та.— 1936.— Т. 66.
Розен О. М., Зорин Ю. М., Заячковский А. А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива // Докл. АН СССР.— 1972.— Т. 203, № 3.
Ротштейн А. А. Магматические фации ультраосновных изверженных пород толеитовой серии.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.
Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм.— М.: Наука, 1975.
Сарсадских Н. И., Благулькина В. А., Силин Ю. И. Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР.— 1966.— Т. 168, № 8.
Сарсадских Н. Н., Попугаева Л. А. Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе // Разведка недр.— 1955.— № 5.
Скришко К. А., Гребзды Э. И. Химический состав минералов перидотитовых включений в продуктах извержения вулкана Авача // Ксенолиты и гомогенные включения: (Материалы симпозиума, Новосибирск, 1967 г.).— М.: Наука, 1969.
Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматическое рудообразование // Геология руд. месторождений.— 1974.— № 1.
Смирнов В. И. Геолого-исторические проблемы источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений // Геология руд. месторождений.— 1975.— № 4.
Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы // Тр. Аркт. ин-та.— 1936.— Т. 43.
Соболев В. С. Особенности магматических проявлений и металлогении платформ на примере формации Сибирских траппов // Тезисы докладов XVII МГК.— М.; Л.: ОНТИ, 1937а.
Соболев В. С. Магматические эпохи Енисейско-Ленской части Советской Арктики // Тр. XVII сессии МГК.— М.: ОНТИ, 1940.— Т. V.
Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона.— Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1947.
Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов.— Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1949.
Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов // Минерал. сб. Львов. геол. об-ва.— Львов, 1950.— № 4.
Соболев В. С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки.— М.: Госгеолиздат, 1951.
Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов лампроитов в связи с вопросом происхождения // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва.— Львов, 1952.— № 6.
Соболев В. С. О фазовых соотношениях в системе нефелин — кальсилит — анортит — кремнезем // Минерал. сб. Львов. геол. об-ва.— Львов, 1959.— № 13.
Соболев В. С. Условия образования алмазов // Геология и геофизика.— 1960.— № 1.
Соболев В. С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии // Геология и геофизика.— 1962.— № 7.
Соболев В. С. Проблема синтеза минералов на сессии Международной минералогической ассоциации // Проблемы геологии на XXI сессии МГК.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.
Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии // Геология и геофизика.— 1964.— № 1.
Соболев В. С. Влияние давления на пределы изоморфных замещений // Докл. АН СССР.— 1965.— Т. 160, № 2.
Соболев В. С. О генезисе лейцита // Докл. АН СССР.— 1970.— Т. 194, № 4.
Соболев В. С. К вопросу об образовании лейцитовых пород // Проблемы минералогии и петрологии.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1972.
Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магм // XIII чтения им. В. И. Вернадского.— М.: Наука, 1973.
Соболев В. С. Образование магм и магматических горных пород // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976.
Соболев В. С., Базарова Т. Ю. Температуры кристаллизации щелочных базальтоидов некоторых островов Атлантического океана // Проблемы магматической геологии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.

Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса // Геология и геофизика.— 1970.— № 4.
Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В. и др. Проблемы магматических фаций и задачи экспериментальных исследований // Труды VIII Совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии.— М.: Наука, 1971.
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 // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1967.
Соболев В. С., Костюк В. П., Базарова Т. Ю., Базаров Л. Ш. Включения расплавов в фенокристаллах нефелиновых базальтов // Докл. АН СССР.— 1967.— Т. 173, № 2.
Соболев В. С., Най Б. С., Соболев Н. В. и др. Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки Айхал (Якутия) // Докл. АН СССР.— 1969.— Т. 188, № 5.
Соболев В. С., Панина Л. И., Чепуров А. И. О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений // Докл. АН СССР.— 1972.— Т. 205, № 1.
Соболев В. С., Соболев А. В. Состав глубинных пироксенитов и проблема эклогитового барьера // Геология и геофизика.— 1977.— № 12.
Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли // Докл. АН СССР.— 1964.— Т. 158, № 1.
Соболев В. С., Соболев Н. В. О хроме и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок // Геология руд. месторождений.— 1967.— № 2.
Соболев В. С., Соболев Н. В. Проблема двухэтапного формирования земной коры // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 221, № 2.
Соболев В. С., Соболев Н. В. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 250, № 3.
Соболев В. С., Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г. Включения в алмазе из алмазоносного эклогита // Докл. АН СССР.— 1972.— Т. 207, № 1.
Соболев В. С., Соболева О. С. Физико-химическая трактовка изоморфизма. Ч. 2 // Учен. зап. Львов. ун-та. Сер. хим.— 1949.— Т. 13, вып. 2.
Соболев В. С., Фишкин М. Ю. Метасоматическая зональность и процессы образования алунита // Минерал. сб. Львов. геол. об-ва.— Львов, 1957.— № 7.
Соболев Е. В. Азотные центры и рост кристаллов природного алмаза // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.
Соболев Е. В., Бокий Г. Б., Дворянкин В. Ф. и др. О корреляции оптических и ЭПР-спектров природных алмазов типа I // Журн. структур. химии.— 1964.— Т. 5, № 4.
Соболев Е. В., Бокий Г. Б., Лисовайн В. И. и др. К вопросу о природе экстрарефлексов типа «шипов» на лауэграммах природных алмазов // Журн. структур. химии.— 1965.— Т. 6, № 3.
Соболев Е. В., Бокий Г. Б., Самсоненко Н. Д. О некоторых особенностях спектров ЭПР алмазов // Журн. структур. химии.— 1965.— Т. 6, № 3.
Соболев Е. В., Ленская С. В. О проявлении «газовых» примесей в спектрах природных алмазов // Геология и геофизика.— 1965.— № 2.
Соболев Е. В., Самсоненко Н. Д., Ленская С. В. К вопросу о состоянии примесного азота в природных алмазах // Изв. СО АН СССР.— 1964.— Вып. 3 (II).
Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов ультраосновных пород и эклогитов // Докл. АН СССР.— 1962.— Т. 143, № 5.
Соболев Н. В. Ромбические пироксены из гранатовых перидотитов и эклогитов // Докл. АН СССР.— 1964.— Т. 154, № 5.
Соболев Н. В. Ксенолит эклогита с рубином // Докл. АН СССР.— 1964а.— Т. 157, № 6.
Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов.— М.: Наука, 1964б.
Соболев Н. В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика.— 1971а.— № 3.
Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— М., 1971б.
Соболев Н. В. Особенности состава алмазосодержащей зоны верхней мантии Земли // Тезисы XV Ассамблеи МГГС. Симпозиум.— М., 1971в.
Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.
Соболев Н. В., Боткунов А. И., Бакуменко И. Т. и др. Кристаллические включения с октаэдрической огранкой в алмазах // Докл. АН СССР.— 1972.— Т. 204, № 2.
Соболев Н. В., Галимов Э. М. и др. Изотопный состав углерода алмазов, содержащих кристаллические включения // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 249, № 5.
Соболев Н. В., Гневушев М. А., Михайловская Л. Н. и др. Состав включений гранатов и пироксенов в уральских алмазах // Докл. АН СССР.— 1971.— Т. 198, № 1.

Соболев Н. В., Ефимова Э. С., Коптиль В. П. и др. Включения коэсита, граната и омфацита в якутских алмазах — первая находка парагенезиса коэсита // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 230, № 6.

Соболев Н. В., Кузнецова И. К., Зюзин Н. И. Хромсодержащие минералы из гроспидитов и новые данные о хромдистене // Геология и геофизика.— 1966.— № 11.

Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. Особенности содержания элементов-примесей в минералах ксенолитов из кимберлитовой трубки как критерий их глубинности // Тезисы I Международного геохимического конгресса.— М.: Изд-во АН СССР, 1971.

Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. Особенности содержания элементов-примесей в минералах ксенолитов из кимберлитовых трубок как критерий их глубинности // Доклады I Международного геохимического конгресса.— М.: Изд-во АН СССР, 1972.— Т. 1.

Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Похиленко Н. П., Соболев В. С. Способ поисков алмазоносных кимберлитовых трубок // А. с. № 589870 601V 9/00. Бюл., 1980.— № 37.

Соболев Н. В., Лодочникова Н. В. К минералогии гранатовых перидотитов // Геология и геофизика.— 1962.— № 6.

Соболев С. В. Модели нижней части земной коры на континентах с учетом фазового перехода габбро — эклогит // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.

Сорохтин О. Г., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б. Возможный механизм образования земной коры // Докл. АН СССР.— 1971.— Т. 199, № 2.

Спижарский Т. Н. Геологическое строение СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.— Т. 2: Магматизм.

Справочник физических констант горных пород.— М.: Мир, 1969.

Стишов С. М. О внутреннем строении Земли // Геохимия.— 1962.— № 8.

Стишов С. М. Природа границы Мохоровичича // Изв. АН СССР. Сер. геофиз.— 1963.— № 1.

Стишов С. М. Плавление при высоких давлениях // Успехи физ. наук.— 1968.— Т. 96, № 3.

Субботин С. П., Наумчик Т. Л., Рахимбаева И. Ш. Мантия Земли и тектогенез.— Киев: Наук. думка, 1968.

Термобарогеохимические исследования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.

Томиленко А. А., Чупин В. П. Изучение включений в кварце мигматитов и гранитов верхнеалданской свиты иенгрской серии // Материалы симпозиума «Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии».— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1971.

Трофимов В. С. Канадский тип коренных месторождений алмазов и перспективы обнаружения его на территории Союза // Разведка недр.— 1939.— № 7.

Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала (на примере южной части хр. Марун-Кеу).— М.: Наука, 1971.

Удовкина Н. Г., Литвин А. Л., Тропова Н. В., Островская И. В. Каринтин и смарагдит-магнезиальные роговые обманки в фации высоких давлений // Тезисы докладов XI съезда Международной минералогической ассоциации.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.— Т. 2.

Ушаков С. С. Строение и развитие Земли // Физика Земли.— 1974.— Т. 1.

Фирсов Л. В., Соболев Н. В. Об абсолютном возрасте ксенолита эклогита из кимберлитовой трубки Обнаженная // Геология и геофизика.— 1964.— № 10.

Ханухова Л. Т., Жариков В. А. и др. Избыточный кремнезем в твердых растворах клинопироксенов высокого давления по данным экспериментального изучения системы $CaMg_2SiO_6$—$CaAl_2SiO_6$—SiO_2 при 35 кбар и 1200 °С // Докл. АН СССР.— 1976а.— Т. 229, № 1.

Ханухова Л. Т. и др. Твердые растворы пироксенов в системе $NaAlSi_2O_6$—$CaAl_2SiO_6$—SiO_2 при 35 кбар и 1200 °С // Докл. АН СССР.— 1976б.— Т. 231, № 1.

Ханухова Л. Т. и др. Поверхность насыщения клинопироксенов в системе $CaMgSi_2O_6$—$NaAlSi_2OH$—$CaAl_2SiO_6$—SiO_2 при 35 кбар и 1200 °С // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 234, № 1.

Харт С. Р. Содержание K, Rb, Cs, Ba, Sr и отношение изотопов Sr в базальтах океанического дна // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.

Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слуцкий А. Д. Плавление и кристаллизация кварцевого толеита при высоких давлениях и эволюция толеитовых магм в глубинных условиях // Геохимия.— 1972.— № 4.

Хитаров Н. И., Слуцкий А. В., Арсеньева Р. В. Синтез и характеристика коэсита — устойчивой модификации кремнезема при высоких давлениях // Геохимия.— 1957.— № 8.

Хитаров Н. И., Слуцкий А. В., Пугин В. А. и др. Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизация на больших и малых глубинах // Геохимия.— 1971.— № 9.

Холл Г. Исследования в области сверхвысоких давлений // Успехи физ. наук.— 1959.— Т. 67, вып. 4.

Чепуров А. И., Похиленко Н. П. Высокотемпературная микротермокамера с инертной средой для исследования включений в минералах // Геология и геофизика.— 1972.— № 6.
Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам.— М.: Госгеолтехиздат, 1956.
Шарков Е. В. Массивы метагаббро-лабрадоритов — мангеритов Кольвицких, Кандалакшских и Сальных Тундр (Кольский полуостров) как интрузии шовного типа зоны глубинного разлома // Анортозиты СССР.— М.: Наука, 1974.
Шейнманн Ю. М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1947.— № 1.
Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформе // Зап. ВМО.— 1955а.— Вып. 2, ч. 84.
Шейнманн Ю. М. О положении и возрасте щелочных ультраосновных и ультращелочных образований на платформе // Зап. ВМО.— 1955б.— Вып. 2, ч. 84.
Шейнманн Ю. М., Лутц Б. Г. Вещественные группы ультрабазитов, их значение для тектонического анализа // Геотектоника.— 1974.— № 4.
Шило Н. А., Каминский Ф. В. и др. Первые находки алмазов в альпинотипных ультрабазитах Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 241, № 4.
Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.
Штейнберг Г. С., Зубин М. И. О глубине залегания магматического очага под Авачинским вулканом // Докл. АН СССР.— 1963.— Т. 152, № 4.
Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Фоминых В. Г. Фации глубинности гранитоидов Урала // Зап. ВМО.— 1968.— Вып. 4, ч. 97.
Щека С. А., Сахно В. Г., Макарова Ж. А., Лаговская Е. А. О происхождении гипербазитовых включений в эффузивах вулканов Авачинской группы // Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса: (Материалы научной сессии, посвященной 10-летию ДВГИ).— Владивосток: СО АН СССР, 1970.
Щека С. А., Щека Ж. А. Новая находка хромистого амфибола // Докл. АН СССР.— 1973.— Т. 211, № 4.
Andersen D. L., Jordan T. The composition of the lower mantle // Phys. Earth. Planet. Inter.— 1970.— N. 3.
Argyle prospect could be Ashton's first mine // World Mining.— 1980.— V. 33, N 3.
Bannister F. A., Londstale K. Laboratory synthesis of diamond // Nature.— 1943.— V. 151, N 3829.
Banno S., Kushiro I., Matsui Y. Notes on rock-forming minerals (26) enstatite from a garnet-peridotite inclusion in kimberlite // J. Geol. Soc. Japan.— 1963.— V. 69, N 810.
Barrabe L., Deicha G. Experiences de fusion et de cristallisation magmatique sur des reliquates vitreus dihexaedriques de la Guadeloupe // Bull. Soc. Franc. Mineral. Crist.— 1956.— V. 79.
Barrabe L., Deicha G. Reanimation de magmas et interpretation de quelques particularitès de leurs èlèments de premiere consolidation // Bull. Soc. Franc. Geol.— 1957.— Ser. 6, v. 7.
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 Isles (Cap Vest.) // Lithos.— 1972.— V. 6.
Beck B. Untersuchungen über einige südafrikanische diamant lager stätten // Z. Dtsch. Geol. Gesell.— 1907.— V. 59.
Becker A. Uber die Olivinknollen in Basalt. (Heirzu Tafel III—V). // Dtsch. Geol. Gesell.— 1881.— B. 33.
Behr H. J., den Tex E., de Waard D., Mehnert K. R., Scharbert M. G., Sobolev V. S., Watznauer A., Winkler H. G. F., Wynneedwards H. R., Zoubek V., Zwarth J. Granulite-results of a discussion // Neues Jarhbuch für Mineralogie.— 1971.— H. 3.
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. Petrol.— 1969.— V. 10, N 3.
Bonney T. G. The parent rock of the diamond in South Africa // Proc. Roy. Soc.— 1899.— V. 65.
Bonney T. G., Holmes A. A. A contribution to the petrology of kimberlite and its inclusions. With chemical analysis. L. S. Theoblad // Trans. Geol. Soc. S. Afr.— Johannesburg, 1937.
Boyd F. R. U. S. National Rep. 1960—1963, 13th Gen. Assembly IUGG.— 1963.
Boyd F. R. A pyroxene geotherm // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1973.— V. 37, N 12.
Boyd F. R., England J. L. Pyrope // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1958—1959.— N 58.
Boyd F. R., England J. L. Minerals of the mantle // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1960—1961.— V. 60.
Boyd F. R., England J. L. Melting of silicates at high pressures // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1960—1961.— V. 60.

Boyd F. R., England J. L. Mantle minerals // Carnegie Inst. Year. Book.— Washington, 1961—1962.— V. 61.

Boyd F. R., England J. L. Effect of pressures on the melting of diopside, $CaMgSi_2O_6$ and albite, $NaAlSi_3O_8$ in the range up to 50 kbars // J. Geophys. Res.— 1963.— V. 68, N 1.

Boyd F. R., England J. L., Davis B. T. Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite, $MgSiO_3$ // J. Geophys. Res.— 1964.— V. 69, N 10.

Boyd F. R., Nixon P. H. Kimberlite deposits // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1970.— V. 68.

Bridgman P. W. Synthetic diamonds // Scientific American.— 1955.

Bundy F. C., Hall H. T., Strong H. M., Wentorf R. H. Man-made diamonds // Nature.— 1955.— V. 176.

Camsell G. Geology and mineral deposits, Tulameen district // B. C. Mem., Canada Geol. Surv.— 1913.— N 26.

Cann J. R. Upward movement of granitic magma // Geol. Mag.— 1970.— N 4.

Charette J. J. Essui de classification des bandes d'absorption inferarouge du diamant // Physica.— 1961.— V. 27.

Chinner G. A., Boyd F. R., England J. L. Physical properties of garnet solid solutions // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1959—1960.— V. 59.

Clark S. P. A redetermination of equilibrium relations between kyanite and sillimanite // Am. J. Sci.— 1961.— N 9.

Clark S. P., Robertson E. C., Birch F. Experimental determination of kyanite-sillimanite equilibrium relations at high temperatures and pressures // Am. J. Sci.— 1957.— V. 255.

Clocchiatti R. Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz // Mem. Soc. Geol. France.— 1975.— V. LIV, N 122.

Corstophine G. S. The occurence in kimberlite of garnet-pyroxene nodules carriyng diamonds // Trans. Geol. Soc. S. Afr.— 1907.— V. 10.

David T. N. E. Occurence of diamonds in matrix of Pike and O'Donnells claim. Oakey Creek near Inverell, New South Wales // Comptes Rendus X Sess. Congr. Geol. Intern. Mexique, 1906.— Mexico, 1907.— Fasc. 11.

Davidson C. F. The so-called «Cognate xenoliths» of kimberlite // Ultramafic and related rocks, ed. P. J. Wyllie.— N. Y., 1967.

Davis T. C., Boyd F. R. The join $Mg_2Si_2O_6$—$CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application of pyroxenes from kimberlites // J. Geophys. Res.— 1966.— V. 71.

Dawson J. B., Powel D. G. Mica in the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol.— 1969.— V. 22, N 3.

Dawson J. B., Smith J. V. Occurence of diamond in a mica-garnet lherzolite xenolith from kimberlite // Nature (Engl.).— 1975.— V. 254, N 5501.

Deicha G., Touray J. C. Les migmations du CO_2 à travers l'ecorce terrestre et le degazage du manteau superieur. Internat. Geol. Cong. 23rd Prague.— 1968.— V. 1.

De Roever W. P. Mantelgesteine und Magmen tiefer Herkunft // Fortschr. Mineral.— 1961.— V. 39, N 1.

Dobretsov N. L. Metamorphic map of Asia // Bull. Comiss. Geol. Map of the World.— 1974.— N 17.

Dobretsov N. L. Metamorphic belts of the North-Western Circum—Pacific Region // Geol. Soc. Am., Spec. Paper.— 1975.— V. 151.

Dobretsov N. L., Khlestov V. V., Reverdatto V. V., Sobolev N. V., Sobolev V. S. The facies of metamorphism. Ed. by V. S. Sobolev // Austral. Nat. Univ. Dept. Geol. Publ. N 214.— Canberra, 1972.

Dobretsov N. L., Khlestov V. V., Sobolev V. S. The facies of regional metamorphism at moderate pressures. Ed. by V. S. Sobolev // Austral. Nat. Univ. Dept. Geol. Publ. N 236.— Canberra, 1973.

Dobretsov N. L., Sobolev V. S. Eclogite-glaucophane Schist complexes of the USSR and their bearing on the genesis of Blueschist terraines // Geol. Soc. Am., Spec. Paper.— 1975.— V. 151.

Eggler D. H. Volatiles in ultrabasic and derivative rock systems. Effect of CO_2 on the melting of peridotite // Carnegie Inst. Year Book.— Waschington, 1974.— V. 73.

Eggler D. H., Burnham C. W. Crystallization and fractionation trends in the system andesite — H_2O—CO_2—O_2 ar pressures to 10 kb. // Bull. Geol. Soc. Am.— 1973.— V. 84, N 3.

Eggler D. H., McCallum M. E. Xenoliths in diatremes of the Western United States // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1974.— V. 73.

Emeleus C. H., Andrews J. R. Mineralogy and petrology of kimberlite dyke and sheet intrusion and included peridotite xenoliths from South-West Greenland // Phys. Chem. Earth.— 1975.— V. 9.

Emslie R. F. Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase-bearing systems // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1971.— V. 69.

Engel A. E., Engel C. G. Igneous rocks of the East Pacific Rise // Science.— 1964.— V. 146, N 3643.

Erlank A. J., Finger L. W. The occurence of potassic richterite in a mica nodule from the Wesselton kimberlite, South Africa // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1970.— V. 68.

Erlank A. J., Kuchiro I. Potassium contents of synthetic pyroxenes at high temperatures and pressures // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1970.— V. 68.
Essene E. J., Hensen B. J., Green D. H. Experimental study of amphibolite and eclogite stability // Phys. Earth. Planet. Inter.— 1970.— N 3.
Fenner G. The residual liquids of crystallizing magmas // Mineral. Mag.— 1931.— V. 134.
Ferguson J. Kimberlite and kimberlite intrusives of South-Eastern Australia // Mineral. Mag.— 1980.— V. 43.
Fermor L. L. The relationship of isostasy, earthquakes and volcanicity to the Earth's infraplutonic shell // Geol. Mag.— 1914.— V. 51.
Fiala J. Pyrope of some garnet peridotites of the Czech massif // Krystallinikum.— 1965.— N 3.
Filizova L. D., Kirov G. N., Vasilenko V. B. Chemical composition, properties and nomenclature of the heulandite group of zeolites // Compt. Rendus de l'Acad. Bulgar, des Sci.— 1972.— V. 25, N 8.
Forbes R. B., Kuno H. The regional petrology of peridotite inclusions and basaltic host rocks // The Upper Mantle Symp., New Delhi.— Coppenhagen, 1965.
Frey M., Hunziker J. C., Frank W. et al. Alpine metamorphism of the Alps: A review // Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.— 1974.— V. 54, N 2—3.
Fyfe W. S. Lattice energies, phase transformations and volatiles in the mantle // Phys. Earth. Planet. Inter.— 1970.— N 3.
Gamsell C. Geology and mineral deposits Tulamee destrict // B. C. Mem. Geol. Surv. Canada.— 1918.— N 26.
Garlick H. J. Australian diamond prospects the story so far // Indus. Mineral.— 1979.— N 137.
Gisolf W. F. On the occurence of diamond as an accessory mineral by the volcano Yanung Ruang (Sangir-Archipelago, North of Celebes) // Proc. K. Ak. Wet. Sect. of Ses., Amsterdam.— 1923.— V. XXVI, N 7—8.
Gorshkow G. S. Geophysics and petrochemistry of andesite volcanism of the Circum-Pacific belt // Oreg. Dept. Geol. Mineral. Ind. Bull.— 1969.— V. 65.
Green D. H. The petrogenesis of the high temperature peridotite inclusion in the Lizard area, Cornwall // J. Petrol.— 1964.— V. 5, N 1.
Green D. H. A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas // Phys. Earth. Planet. Inter.— 1970.— N 3.
Green D. H., Sobolev N. V. Coexisting garnets and ilmenites synthesized at high pressures from pyrolite and olivine basanite and their significance for kimberlitic assemblages // Contrib. Mineral. Petrol.— 1975.— V. 50.
Griffin W. L., Taylor P. N. The ten damkjernite: petrology of a «central-complex kimberlite» // Phys. a. Chem. Earth., Oxford.— 1975.— V. 9.
Hamilton D. L., Mackenzie W. S. Nepheline solid solution in the system $NaAlSiO_4$—$KAlSiO_4$—SiO_2 // J. Petrol.— 1960.— N 1.
Hanney I. B. On the artificial formation of the diamond // Proc. Roy. Soc. London.— 1880.— V. 30.
Harger H. S. The occurence of diamonds in Dwyka conglomerate and amygdaloidal lavas and the origin of the Vaal River diamonds // Trans. Geol. Soc. S. Afr.— Johannesburg, 1910.— V. XII.
Harris J. W. The recognition of diamond inclusions. Pt. 1: Syngenetic mineral inclusions // Industr. Diamond Review.— 1968.— V. 28, N 334.
Harrison E. R., Tolansky S. Growth history of a natural octahedral diamond // Proc. Roy. Soc.— 1964.— A 279.— N 1379.
Heinrich K. F. J. The electron Microprobe.— N. Y.: Wiley, 1966.
Heinrich K. F. J. II Conference of Electron Microprobe Analysis Society of America, Boston, 1967.
Here come man-made diamonds // Mash. and Tool Blue Book.— 1957.— V. 52, N 12.
Holmes A. Contribution to the petrology of kimberlite and its inclusions // Trans. Geol. Soc. S. Afr.— 1936.— V. 39.
Holmes A. The petrology of katungite // Geol. Mag.— 1937.— V. 74.
Holmes A. Leucitized granite xenoliths from the potash-rich lavas of Bunya rugury, South-West Uganda // Am. J. Sci.— 1945.— V. 243-A.
Holmes A. Petrogenesis of Katungite and its associates // Am. Mineral.— 1950.— V. 35, N 9—10.
Ito K., Matsumoto T., Kawai N. Experimental study of a kimberlite at pressures between 42 and 88 kilobars // J. Geoch. Osaka Univ.— 1968.— V. 11, N 1.
Jackson E. D. The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Islands. XXIII, IGS.— Prague, 1968.— V. 1.
Kaiser W., Bond W. L. Nitrogen, a major impurity in common type I diamond // Phys. Rev.— 1959.— V. 115, N 4.
Kepezhinskas K. B. Pressure variability during medium-temperature metamorphism of metapelites // Lithos.— 1973.— V. 6.
Kleeman J. D., Cooper J. A. Geochemical evidence for the origin of some ultr. inclusions from Victorian basanites // Phys. Earth. Planet. Inter.— 1970.— N 3.
Knorring O., Kennedy W. Q. The mineral paraganesis and metamorphic status of garnet-hornblende-pyroxene-scapolite gneiss from Ghana: (Gold Coast) // Mineral. Mag.— 1958.— V. 31, N 241.

Koster van Gross A. F. The effect of high CO_2 pressures on alkalic rocks and its bearing on the formation of alkalis ultrabasitic rocks and the associated carbonatites // Am. J. Sci.— 1975.— V. 275, N 2.
Koster van Gross A. F., Wyllie P. J. Liquid immiscibility in join $NaAlSi_3O_8$—$CaAl_2Si_2O_8$—Na_2CO_3—H_2O // Am. J. Sci.— 1973.— V. 273, N 6.
Kostyuk E. A., Sobolev V. S. Paragenetic types of calciferous amphiboles of metamorphic rocks // Lithos.— 1969.— V. 2, N 1.
Kretz R. Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable compositions // J. Geol.— 1961.— V. 69, N 4.
Kullerud G. Norsk. Geol. Tidssk.— 1953.— N 32.
Kuno H. High-aluminia basalt // J. Petrol.— 1960.— V. 1, N 2.
Kuno H. Mafic and ultramafic inclusions in basaltic upper mantle // The Earth's crust and upper mantle. Geophys. Monograph.— Am. Geophys. Un., 1969.— N 13.
Kuno H., Aoki K. I. Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas // Phys. Earth. Planet. Inter.— 1970.— N 3.
Kunz G. F. Diamond in meteorites // Science.— 1888.— N 1.
Kunz G. F., Huntington O. W. On the diamond of the Canyon Diablo meteorite // Am. J. Sci.— 1893.— V. XLVI, N 3.
Kushiro I. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures // J. Petrol.— 1972.— V. 13, N 2.
Kushiro I. Partial melting of garnet lherzolites in kimberlites at high pressures // Lesotho Kimberlites.— Lesotho Nat. Devel. Corp., Ed. H. Nixon.— 1973.
Kushiro I. On nature of silicate melt and its significance in magma genesis: regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals // Am. J. Sci.— 1975.— V. 275, N 4.
Kushiro I., Syono Y., Akimoto J. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures // J. Geophys. Res.— 1968.— V. 73, N 18.
Kushiro I., Yoder H. S. Formation of eclogite from garnet lherzolite: liquidus relations in a portion of the system $MgSiO_3$—$CaSiO_3$—Al_2O_3 at high pressures // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1974.— V. 73.
Kushiro I., Yoder H. S., Nishikawa M. Effect of water on the melting of enstatite // Bull. Geol. Soc. Am.— 1968.— V. 79, N 2.
Kutolin V. A. Ultrabasic nodules in basalts and the upper mantle composition // Earth. Planet. Sci. Lett.— 1970.— V. 7.
Lacroix A. La systematique des roches leucitiques, hes types de la famille syenitique // C. R. Acad. Sci., Paris.— 1926.
Lambert J. B., Wyllie P. J. Melting of the deep crust and upper mahtle and the nature of the low-velocity layers // Phys. Earth. Planet. Inter.— 1970.— N 3.
Lambert J. B., Wyllie P. J. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess of water to 35 kbars with geological applications // J. Geol.— 1972.— V. 80, N 6.
Lézier J. C. Inclusions dans quelques nodules de péridotites d'Auvergne // C. R., Ser D.— 1966.— V. 263, N 3.
Lovering J. F. The nature of the Mohorovicic discontinuity // Trans. Am. Geophys. Union.— 1958.— V. 39, N 5.
Luth W. C. Studies in the system $KAlSiO_4$—Mg_2SiO_4—SiO_2—H_2O. I. Inferred phase relations and petrologic applications // J. Petrol.— 1967.— V. 8, N 3.
McCallum M. E., Eggler D. H. Diamond in an upper mantle peridotite nodule from kimberlite in Somerset Island, District of Franklin // Pap. Geol. Surv. Canada.— 1976.— 76-1.— Part A.
McCallum M. E., Eggler D. H. Diamond in the upper peridotite nodule from kimberlite in Southern Wyoming // Science.— 1976.— V. 192, N 4236.
Macdonald G. J. Quartz — coesite stability relation at high temperatures and pressures // Am. J. Sci.— 1956.— V. 254, N 12.
MacGetchin T. R., Silver L. T. Compositional relations in minerals from kimberlite and related rocks from the Moses rock dyke, San Juen County, Utah // Am. Mineral.— 1970.— V. 55, N 9—10.
MacGetchin T. R., Silver L. T., Chodos A. A. Titanoclinohumite: a possible mineralogical site for water in the upper mantle // J. Geophys. Res.— 1970.— V. 75, N 2.
MacGregor I. D., Carter I. L. The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor Mine, South Africa // Phys. Earth. Planet. Inter.— 1970.— V. 3.
Man-made diamonds. Research Inform. Services Gener. Electric Research Labor., Shenectady.— N. Y., 1955.
Melamed V. G., Reverdatto V. V., Sharapov V. N. Factors in contact metamorphism // Intern. Geol. Review.— 1973.— V. 15, N 6.
Metamorphic map of Europe/Ed. H. Zwart and V. S. Sobolev.— Hague; Paris, 1973.
Meyer H. O. Chrome pyrope: an inclusion in natural diamond // Science.— 1968.— V. 160.— N 3835.
Millhollen G. L. Melting of nepheline syenite with H_2O and $H_2O + CO_2$ and the effect of dilution of the aqueous phase on the beginning of melting // Am. J. Sci.— 1970.— V. 270.
Mitchell R. H. Kimberlites of Somerset Island, District of Franklin // Pap. Geol. Surv. Canada.— 1976.— 76-1.— Part A.
Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts // J. Petrol.— 1961.— V. 2, N 3.

Miyashiro A. Metamorphism and metamorphic belts.— London, 1973.
Nautiyal S. P., Jain R. S. On the prospect of locating new diamondiferous areas of India // Rec. Geol. Surv. India.— 1977.— V. 108, N 2.
Neuhaus A. Über die synthese des diamanten 11 // Angewandte Chemie, Jhrg.— 1954.— V. 66, N 17—18.
Neuhaus A., Meyer H. Die synthese des diamanten 11 // Angewandte Chemie, Jhrg.— 1957.— V. 69, N 17.
Newton R. C., Sharp W. E. Stability of forsterite + CO_2 its bearing on the role of CO_2 in the mantle // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1975.— V. 26, N 2.
Nixon P. H., Knorring O., Rooke J. M. Kimberlite and associated inclusions of Basutoland: A mineralogical and geochemical study // Am. Mineral.— 1963.— V. 48, N 9—10.
O'Hara M. J. Upper mantle composition inferred from laboratory experiments and observations of volcanic products // Phys. Earth. Planet. Inter.— 1970.— N 3.
O'Hara M. J., Mercy E. L. Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites // Trans. Roy. Soc. Edinb.— 1963.— V. 65, N 12.
O'Hara M. J., Mercy E. L. Eclogite, peridotite and pyrope from the Navajo Country, Arizona and New Mexico // Am. Mineral.— 1966.— V. 51, N 3—4.
O'Hara M. J., Yoder H. S. Formation and fractionation of basic magmas at high pressures // Scott. J. Geol.— 1967.— N 3(1).
Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma // Am. J. Sci.— 1959.— V. 257, N 9.
Osborn E. F. Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions // Am. Mineral.— 1962.— V. 47, N 3—4.
Oxburgh E. Petrological evidence for the presence of amphibole in the upper mantle and its petrogenetic and geophysical implications // Geol. Mag.— 1964.— V. 101.
Pavlov A. L., Reverdatto V. V. Characteristics of metamorphism genetically related to hypabyssal basic magmatism // Intern. Geol. Review.— 1973.— V. 15, N 7.
Philibert J. Publ. Inst. Rech. Sid., Ser. B.— 1965.— N 51.
Pinney F. S. Graphitization of diamond // Science.— 1954.— V. 120.
Prinz M., Manson D. V., Hlava P. F., Keil K. Inclusions in diamonds: Garten lherzolite and eclogite asseblages // Phys. Chem. Earth.— 1975.— N 9.
Reed S. J. B. Charecteristic fluorescence corrections in electron probe micro-analysis // Brit. Journ. Appl. Phys.— 1965.— N 16.
Reid A. M. et al. Garnet and pyroxene compositions in some diamondiferous eclogites // Contrib. Mineral. Petrol.— 1976.— V. 58, N 2.
Reverdatto V. V. Types of contact metamorphism // Intern. Geol. Review.— 1971.— V. 13, N 8.
Reverdatto V. V. The facies of contact metamorphism/Ed. V. S. Sobolev, Austral, Nat. Univ. Dept. of Geol.— Canberra, 1973.— N 233.
Reverdatto V. V., Anoshin G. N., Cymbalist V. G., Kholodova L. D., Vasilenko V. B. Gold-bearing metapelites isochemically metamorphosed near the intrusive contact // Chemie der Erde.— 1976.— Bd 35.
Reverdatto V. V., Sharapov N. V., Lavrent'ev Yu. G., Pokachalova O. S. Investigations in isochemical contact metamorphism // Contrib. Mineral. Petrol.— 1974.— V. 48, N 4.
Reverdatto V. V., Sharapov V. N., Slobodskoy R. M. Some questions of analytical simulation of contact metamorphism // Contrib. Mineral. Petrol.— 1972.— V. 36, N 3.
Rickwood P. C., Mathias M. On diamondiferous eclogites and xenolithes in kimberlite // Lithos.— 1970.— N 3.
Ringwood A. E. Composition and evolution of the upper mantle // Ed. P. J. Heart. The Earth. Crust and Upper Mantle.— Am. Geophys. Union Geophys. Man.— 1969.— V. 13.
Ringwood A. E. Phase transformations and the constitution of the mantle // Phys. Earth Planet. Inter.— 1970.— N 3.
Ringwood A. E., Green D. H. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications // Tectonophysics.— 1966.— V. 3.
Ringwood A. E., Seabrook M. High-pressure phase transformations in germanate pyroxenes and related compounds // J. Geophys. Res.— 1963.— V. 68, N 15.
Robertson R., Fox J. J., Martin A. E. Two types of diamond // Trans. Roy. Soc.— 1934.— V. 232.
Robertson J. K., Wyllie P. J. Rock-water system // Am. J. Sci.— 1971.— V. 271, N 3.
Roedder E. Liquid CO_2 inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts // Am. Mineral.— 1965.— V. 50, N 10.
Roedder E., Weiblen P. W. Silicate liquid immiscibility in Lunar magmas. Evidenced by melt inclusions on Lunar rocks // Science.— 1970.— V. 167, N 3918.
Ronov A. B., Yaroshevsky A. A. Chemical composition of the Earth crust/Ed. P. J. Heart. The Earth's Crust and Upper Mantle.— Geophys. Monograph.— 1969.— N 13.
Ružička P. Fysikální vlastnosti diamantu // Česksl. Časop. Fys.— 1963.— A 13.— V. 46, N 1.
Ružička P. Pravdepodobné geologické předpoklady geneze diamantu // Geol. Pruzkum.— 1965.— N 7(8).

Schau M. Komatiitic and other ultramafic rocks in the Prince Albert Group, Hayes Rivers Region // N. W. T. Rept. Activities.— Geol. Surv. Canada.— 1974.— Pap. 75-1.— Part A.

Sclar C. B. High-pressure studies in the system MgO—SiO_2—H_2O // Phys. Earth. Planet. Inter.— 1970.— N 3.

Seal M. et al. Diamond Conference.— Cambridge, 1971.

Shimizu N. Potassium contents of synthetic clinopyroxenes at high pressures and temperatures // Earth. Planet. Sci. Lett.— 1971.— N 11.

Skinner B. J. Physical properties of end members of the garnet group // Am. Mineral.— 1956.— V. 41.

Slawson C. B. Synthesis of graphite at room temperatures // Am. Mineral.— 1953.— V. 38, N 1—2.

Smyth J. R., Hatton C. J. A coesite-sandine grospydite from the Roberts Victor kimberlite // Earth. Planet. Sci. Lett.— 1977.— V. 34, N 2.

Sobolev N. V. Eclogite clinopyroxenes from the kimberlite pipes of Yakutia // Lithos.— 1968.— V. 1, N 1.

Sobolev N. V. Some specific features of distribution and transportation of xenoliths in the kimberlitic pipes of Yakutia // J. Geophys. Res.— 1971.— V. 76, N 5.

Sobolev N. V. Petrology of xenoliths in kimberlitic pipes and indications of their abyssal origin // Abstr. of Pap. 24th Int. Geol. Congr.— 1972.

Sobolev N. V. Syngenetic crystalline inclusions in natural diamonds // Abstr. IMA.— 1974.

Sobolev N. V. The role of Chrome and alkalies in mineral formation in the upper mantle conditions // Abstr. Int. Symp. 16th Assembl. IUGG, 1975.

Sobolev N. V., Kuznetsova I. K., Zyuzin N. I. The petrology of grospydite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia // J. Petrol.— 1968.— V. 9, N 2.

Sobolev N. V., Lavrent'ev Yu. G. Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressures // Contrib. Mineral. Petrol.— 1971.— V. 31, N 1.

Sobolev N. V., Lavrent'ev Yu. G., Pokhilenko N. P., Usova L. V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their paragenes // Contrib. Mineral. Petrol.— 1973.— V. 40, N 1.

Sobolev N. V., Sobolev V. S. Upper mantle inhomogeneities with reference to the problem of magma formation // Geol. Soc. Am. Spec. Pap.— 1975.— V. 151.

Sobolev V. S. Problem of water content in the genesis and ascent of magma // Geol. of the Bering Sea Basin. Spec. Pap.— 1974.— V. 151.

Sobolev V. S. Physico-chemical forming conditions of granulite facies rocks. // Freiberger Forshungshefte, C-268, G. ol. Beitr. Granuligenese.— Leipzig, 1971.

Sobolev V. S. Role of the high pressure in metamorphism // Intern. Geol. Congr. Rept. of 21 Sess.— 1960.

Sobolev V. S., Bazarova T. Yu., Bakumenko I. T. Crystallization temperature and gas phase composition of alkaline effusives as indicated by primary melt inclusions in the phenocrysts // Bull. Volcan.— 1972.— V. 35, N 2.

Sobolev V. S., Bazarova T. Yu. et al. A preliminary examination of fluid inclusions in nepheline, sorensenite, tugtupite and chkalovite from the Ilimayssaq alkaline intrusion. South Greenland // Medd. om. Grönland.— 1970.— V. 181, N 11.

Sobolev V. S., Bazarova T. Yu., Kostyuk V. P. Inclusions in the minerals of some types of alkaline rocks. The Alkaline Rocks.— Copenhagen, 1974.

Sobolev V. S., Bazarova T. Yu., Yagi K. Crystallization temperature of Wyomingite from leucite hills // Contrib. Mineral. Petrol.— 1975.— V. 49.

Sobolev V. S., Sobolev N. V., Lavrent'ev Yu. G. Cr-rich clinopyroxenes from the kimberlites of Yakutia // Neues Jahrbuch für Min.— 1975.— Abh. 123, N 2.

Springer G. Die Korrectur des ordnungszahleffectes bei der electronenstrahl-microanalyse // Neues Jahrbuch Min. Monatsch.— 1966.— N 4.

Svisero D. P., Hasui Y., Drumond D. Geologia de kimberlitos de alta Paranaiba, Minas Gerais // Mineral. Met.— 1979.— V. 42, N 406.

Svisero D. P., Meyer H. O. A., Tsai H. M. Kimberlite minerals from Vagrem (Mins Gerais) and Redondso (Piaui) diatrems, Brasil and garnet lherzolite xenolith from Redondso diatrem // Rev. Brazil Geocienta.— 1977.— V. 7, N 1.

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.

Takagi M., Lang A. R. X-ray Bragg reflexion, «spike» reflexion an ultra-violet absorption topography of diamonds // Proc. Roy. Soc. A 281.— 1964.— N 1386.

Taylor L. A., Bell P. M., Muan A. Equilibrium studies in Zn — O containing silicate systems // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1970.— N 69.

The facies of regional metamorphism at high pressures/By N. L. Dobretsov, V. S. Sobolev, N. V. Sobolev, V. V. Khlestov. Trans. by D. A. Brown.— Canberra, 1975.

Turner F. J., Verhoogen J. Igneous and metamorphic petrology.— N. Y., 1951.

Urey H. C. Diamonds, meteorites and origin of solar system // The Astrophysical J. (Chicago).— 1956.— V. 129, N 3.

Urey H. C., Meele A., Mayeda T. Diamonds in stone meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1957.— V. 13, N 1.

Ussing N. V. Geology of the country around Julianehaab. Greenland // Medd. om Grönland.— 1912.— 38.

Verhoogen J. Les pipes de kimberlite du Katanga // Comité special du Katanga. Ann. du Serv. des Mines.— Bruxelles, 1940.— T. IX.
Viljoen M. I., Viljoen R. P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Overwacht Group and a proposed new class of igneous rocks // Upper Mantle Project. Geol. Soc. S. Amer. Spec. Pap.— 1969.— N 2.
Vinogradov A. P. Lunar rocks // Trans. Am. Geophys. Union.— 1972.— V. 53, N 9.
Wager L. R., Deer W. A. Geological investigations in East Greenland, III. The petrology of the Shaergaard intrusion. Kangerdlugssuaq, East Greenland // Medd. om Grönland.— 1939.— V. 105, N 4.
Wagner P. A. Die diamantführenden gesteine Südafricas // Ihre Abbau und Ihre Aufbereitung.— Berlin, 1909.
Wagner P. A. The diamond fields of Southern Africa.— Johannesburg, 1914.
Waters L. C. Volcanic rocks and the tectonoc cycle // Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.— 1955.— V. 62.
Watson K. D. Kimberlite at Bachelor Lake, Quebec // Am. Mineral.— 1955.— V. 40, N 7.
Whitney I. A. The effects of pressure, temperature and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions // J. Geol.— 1975.— V. 83, N 1.
Williams A. I. The genesis of the diamond.— London, 1932.— V. I, II.
Willshire H. G., Binns K. A. Basic and ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of New South Wales // J. Petrol.— 1961.— V. 2.
Wright W. I. The composition and occurence of garnets // Am. Mineral.— 1938.— V. 23, N 7.
Yoder H. S. jr. The system diopside — anorthite — water // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1954.— V. 53.
Yoder H. S. Role of water in metamorphism // Geol. Soc. Am. Sp. Pap.— 1955.— V. 62.
Yoder H. S. Diopside — anorthite — water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1965.— V. 64.
Yoder H. S. Akermanite CO_2: relationship of melilite-bearing rocks to kimberlite // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1972.
Yoder H. S. Melilite stability and paragenesis // Fortschr. Mineral.— 1973.— V. 50.
Yoder H. S. Garnet peridotite as a parental material for basaltic liquids // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1974.— V. 73.
Yoder H. S., Chinner G. A. Almandite — pyrope — water system at 10 000 bars // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1959—1960.— V. 59.
Yoder H. S., Chinner G. A. Grossularite—pyrope—water system at 10000 bars // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1959— 1960. —V. 59.
Yoder H. S., Eugster H. P. Phlogopite synthesis and stability range // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1954.— N 6.
Yoder H. S., Stewart D. B., Smith J. B. Ab—O_2—An—H_2O at 5000 bars // Carnegie Inst. Year Book.— Washington, 1956—1957.
Yoder H. S., Tilley C. E. Origin of basalt magmas // J. Petrol.— 1962.— V. 3, N 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ И КИМБЕРЛИТОВ

Ключ к «окну» в земную мантию 3
К вопросу о сибирских кимберлитах 11
Ксенолит эклогита с алмазами 13
Кимберлитовая формация северной части Сибирской платформы 16
Условия образования месторождений алмазов 77
Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии 89
Некоторые физические свойства алмазов из якутского эклогита 95
Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки Айхал, Якутия 97
Основные итоги научно-исследовательских работ и задачи в области прогнозирования алмазных месторождений 100

МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

К минералогии ксенолитов гроссуляр-пироксен-дистеновой породы (гроспидита) из кимберлитов Якутии 107
Проблема синтеза минералов на сессии Международной минералогической ассоциации 112
Об инконгруэнтности плавления минералов, образующихся при изменении давления 119
Влияние давления на пределы изоморфных замещений 122
Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли 125
О хроме и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок 129
Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии 134
Петрологический разрез земной коры и верхней мантии 140
О закономерном уменьшении полей кристаллизации «легких» минералов с увеличением давления 144
Состав глубинных пироксенов и проблема эклогитового барьера . . . 147
Предисловие в книге «Петрология и минералогия земной коры и верхней мантии» 158
Включения в минералах гипербазитовых ксенолитов Авачинского вулкана 160
Титанистые амфиболы фенокристов, ксенокристов и ксенолитов вулканических пород 164
Новая опасность дезинформации в результате засорения проб посторонними минералами и техническими продуктами 167

ПРОБЛЕМЫ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА

К вопросу об образовании лейцитовых пород 171
О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений 177

Строение верхней мантии и способы образования магмы 181
Проблема двухэтапного образования земной коры 200
Образование магм и магматических горных пород 204
Восходящие флюиды и магматические расплавы 222
Перенос горных пород и минералов мантии в земную кору и из коры в мантию 224
Изменение плотности мантии при выплавлении базальтоидных магм . . . 226
Коэситовые (кварцевые) эклогиты как источник мантийных магм, богатых кремнеземом 229
Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры 232
Список литературы 235

Научное издание

Соболев Владимир Степанович

ИЗБРАННЫЕ
ТРУДЫ

Петрология
ВЕРХНЕЙ
МАНТИИ
и происхождение
АЛМАЗОВ

Редакторы издательства *Л. А. Годовикова, Е. И. Тимофеева*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *И. А. Абрамова, Е. Н. Зимина*

ИБ № 34257

Сдано в набор 01.03.89. Подписано к печати 13.11.89. МН-01131. Формат 70×108$^{1}/_{16}$. Бумага книжно-журнальная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 22,4. Усл. кр.-отт. 23,8. Уч.-изд. л. 23,5. Тираж 1000 экз. Заказ № 598. Цена 5 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовятся к печати следующие книги:

Белоусов А. Ф., Вакуленко А. С., Полякова З. Г. Вулканические формации докембрия.— 20 л.

В монографии проведено сравнительное статистическое изучение составов докембрийских комплексов современных континентов по возрастным интервалам, типам геолого-тектонических обстановок и некоторым другим подразделениям. Выявлены петрохимические тренды, связанные с разной степенью метаморфизма и с эволюцией первичного состава формаций. Дано петрогенетическое истолкование возрастных и латеральных различий первичного общего состава формаций и первичного состава для пикритоидных, базальтоидной и кислой групп пород.

Книга представляет интерес для геологов.

Синяков В. И. Генетические типы скарновых рудообразующих систем.— 6 л.

В книге рассмотрены проблема классификации и основные типы рудообразующих скарновых систем. Подробно изучены элементы систем, история их развития во времени и пространстве, вытекающие следствия. Приведены генотипы и охарактеризованы основные типоморфные признаки систем.

Для специалистов в области теории эндогенного рудообразования, металлогении.

Афанасьев С. А., Архипов С. А. Наноциклитный метод определения геологического возраста четвертичных отложений.— 10 л.

Предлагаемый новый наноциклитный метод определения геокриологического возраста основан на изучении ленточных и ритмично-слоистых глин озерно-ледникового и озерного происхождения с хорошо выраженной и доказанной годичной слоистостью, на детальном изучении слоев глин, алевритов, песков и силтов, выявлении наноциклов разных классов с длительностью развития от одного года до тысячи лет. Геологический возраст устанавливается по сравнению спектров наноциклов с табличными данными с высокой относительной точностью (до 0,1 %), недоступной изотопному и термолюминесцентному методам. Метод прост, дешев и доступен для широкого использования.

Для геологов и географов, изучающих четвертичные отложения.

Якшин М. С. Водорослевая микробиота нижнего рифея Анабарского массива (котуйканская свита).— 5 л.

В монографии рассматриваются водоросли из кремней строматолитовых биогермов котуйканской свиты нижнего рифея западного склона Анабарского массива. Это одна из наиболее представительных докембрийских микробиот, известных в настоящее время. Дается описание 27 родов (из них 11 новых) и 50 видов (26 новых). Уделяется внимание вопросам природы и систематики водорослей.

Для геологов-стратиграфов и палеонтолов.

ВНИМАНИЮ ЗАКАЗЧИКОВ!

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул. 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой».

480091 *Алма-Ата,* ул. Фурманова, 91/97 («Книга — почтой»);
370001 *Баку,* ул. Коммунистическая, 51 («Книга — почтой»);
232600 *Вильнюс,* ул. Университето, 4;
690088 *Владивосток,* Океанский проспект, 140 («Книга — почтой»);
320093 *Днепропетровск,* проспект Гагарина, 24 («Книга — почтой»);
734001 *Душанбе,* проспект Ленина, 95 («Книга — почтой»);
375002 *Ереван,* ул. Туманяна, 31;
664033 *Иркутск,* ул. Лермонтова, 289 («Книга — почтой»);
420043 *Казань,* ул. Достоевского, 53 («Книга — почтой»);
252030 *Киев,* ул. Ленина, 42;
252142 *Киев,* проспект Вернадского, 79;

252030 *Киев,* ул. Пирогова, 4 («Книга — почтой»);
277012 *Кишинев,* проспект Ленина, 148 («Книга — почтой»);
343900 *Краматорск,* Донецкой обл., ул. Марата, 1 («Книга — почтой»);
660049 *Красноярск,* проспект Мира, 84;
443002 *Куйбышев,* проспект Ленина, 2 («Книга — почтой»);
191104 *Ленинград,* Таможенный пер., 2;
196034 *Ленинград,* В/О, 9 линия, 16;
194064 *Ленинград,* Тихорецкий проспект, 4;
220012 *Минск,* Ленинский проспект, 72 («Книга — почтой»);
103009 *Москва,* ул. Горького, 19а;
117312 *Москва,* ул. Вавилова, 55/7;
630076 *Новосибирск,* Красный проспект, 51;
630090 *Новосибирск,* Морской проспект, 22 («Книга — почтой»);
142284 *Протвино,* Московской обл., ул. Победы, 8;
142292 *Пущино,* Московской обл., МР, «В», 1 («Книга — почтой»);
620151 *Свердловск,* ул. Мамина-Сибиряка, 137 («Книга — почтой»);
700000 *Ташкент,* ул. Ю. Фучика, 1;
700029 *Ташкент,* ул. Шота Руставели, 43;
700185 *Ташкент,* ул. Дружбы народов, 6 («Книга — почтой»);
634050 *Томск,* наб. реки Ушайки, 18;
634050 *Томск,* Академический проспект, 5;
450059 *Уфа,* ул. Р. Зорге, 10 («Книга — почтой»);
450025 *Уфа,* ул. Коммунистическая, 49;
720001 *Фрунзе,* бульвар Дзержинского, 42 («Книга — почтой»);
310078 *Харьков,* ул. Чернышевского, 87 («Книга — почтой»).

5 руб.

5209