

А. А. МАРАКУШЕВ

ПЕТРОГЕНЕЗИС

А. А. МАРАКУШЕВ

ПЕТРОГЕНЕЗИС

5249



МОСКВА "НЕДРА" 1988



Маракушев А. А. Петрогенезис.— М.: Недра, 1988.— 293 с.: ил.— ISBN 5—247—00270—9.

Обобщены данные по петрографическому и экспериментальному изучению изверженных и метаморфических пород. Предложены новые модели происхождения главнейших их типов, отражающие также рудогенерирующую способность магматических и метаморфических систем. Дано термодинамическое обоснование стадийности в развитии метасоматических (постмагматических) процессов с учетом критических явлений, свойственных гидротермальным растворам. Доказана важная роль жидкостной несмесимости (ликвации) в магматизме, представляющей эффективный механизм рудной концентрации в магматических системах.

Для научных работников — петрографов и петрологов, изучающих процессы образования рудных месторождений.

Табл. 16, ил. 99, список лит.— 40 назв.

Рецензент: Б. Г. Лутц, д-р геол.-минер. наук (Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР)

М $\frac{1904020000-352}{043(01)-88}$ 44—88

© Издательство «Недра», 1988

ISBN 5—247—00270—9

ВВЕДЕНИЕ

Петрогенезис является наиболее сложным и дискуссионным разделом петрологии (петрографии), который в ходе развития этой науки подвергается особенно радикальным изменениям по мере накопления новых данных о составе и геологических условиях залегания пород.

Наиболее важное значение в развитии петрологии имели прогрессивные методы исследования горных пород и минералов, связанные с использованием поляризационного микроскопа (в конце прошлого века) и рентгеноспектрального (микрозондового) анализа (в наши дни). С появлением поляризационного микроскопа стало возможно изучение горных пород в шлифах. Это и легло в основу главного метода петрографических исследований в настоящее время. С помощью данного метода были разработаны систематика и номенклатура горных пород, выявлены их генетические типы и установлены реальные взаимоотношения между ними, что привело к современной трактовке петрологии (петрографии) как науки о горных породах.

В настоящее время особенно важную роль играют рентгеноспектральные (микрозондовые) исследования горных пород, раскрывающие возможности необычайно детального (точечного) определения химического состава породообразующих минералов. Этим методом в минеральных зернах, казавшихся раньше однородными, выявляются закономерные неоднородности состава, отражающие историю формирования горных пород и несущие насыщенную генетическую информацию.

В петрогенетических построениях с давних времен важную роль играли попытки экспериментального воспроизведения процессов образования горных пород в лабораторных условиях. Трудность развития этого направления обусловлена необычайной сложностью петрогенетических процессов и их длительностью, определяемой миллионами лет. Поэтому петрология — наука не экспериментальная. Однако высокий технический уровень экспериментальных исследований, достигнутый в наше время, позволяет исследовать в лабораторных условиях очень сложные системы минералообразования (особенно системы с летучими компонентами), в какой-то мере приближающиеся к метаморфическим и магматическим природным системам. Но и при таком приближении экспериментальные данные в приложении их к петрогенетическим проблемам нуждаются в специальных пересчетах и интерпретации, которые осуществляются с использованием парагенезисов минералов путем их физико-химического анализа. В результате этого анализа создаются петрогенетические модели, отража-

ющие специфику минерального состава горных пород, а экспериментальные данные, дополненные термодинамическими расчетами минеральных равновесий, позволяют воспроизвести эти модели на количественной основе с учетом температуры, давления и флюидного режима.

Таким образом, представления о генезисе горных пород основываются на результатах детального изучения их условий залегания, минеральных парагенезисов, экспериментальных исследований и термодинамических расчетов. Синтез всех этих данных позволяет приблизиться к правильному отражению природного минералообразования в петрогенетических моделях. Построение таких моделей, исходя только из экспериментальных данных, приводило и приводит к заблуждениям, что иллюстрируется примерами из петрологии метаморфических и изверженных горных пород.

Сравнительная легкость экспериментального осуществления процессов гидратации-дегидратации минералов под давлением водяного пара привела к широкому распространению такого рода работ и созданию многочисленных систем минеральных фаций метаморфических пород, в которых помимо температуры использовалась как показатель глубинности метаморфизма величина P_{H_2O} , непосредственно измеряемая в экспериментах. Это привело к искаженной картине распространенности метаморфических пород в земной коре и к ошибочному представлению о повышении стабильности водных минералов и их парагенезисов с глубиной метаморфизма. Анализ парагенезисов минералов показывает, что водное давление составляет только часть общего флюидного давления (является парциальной величиной) и находится в сложной зависимости от литостатического давления нагрузки, определяемого глубиной протекания метаморфических процессов. Другими словами, экспериментальные данные по гидратации-дегидратации минералов требуют специальных пересчетов применительно к термодинамике метаморфизма.

Другой пример касается петрологии магматических горных пород. Начало экспериментальных исследований в этой области ознаменовалось установлением почти неограниченной смесимости силикатных расплавов. Это привело к неоправданному отрицанию петрогенетической роли жидкостной несмесимости (ликвации) природных расплавов, продолжавшемуся более 30 лет, хотя ликвационные текстуры как капельного типа, так и ритмичного расслаивания расплавов широко распространены в магматических породах (вариолитах, сферолитах, шаровых габбро и гранитах, пегматитах и ритмично расслоенных полосчатых комплексах интрузивов).

Эти текстуры горных пород привлекали внимание петрографов с давних времен и интерпретировались ими правильно, но экспериментальное воспроизведение их затруднительно. Оно требует

воспроизведения в экспериментах сложного флюидного режима, свойственного природным магматическим процессам.

Поэтому только в последние годы стали достигаться экспериментальные результаты, показывающие, что под давлением сложных по составу флюидов (водно-водородных, водно-углеводородных и др.) температура кристаллизации силикатных и силикатно-солевых магм понижается, в результате чего магмы могут терять свойства идеальных растворов и подвергаться расщеплению и расслаиванию, как в природных магматических системах.

Анализ парагенезисов минералов, дополненный экспериментальным моделированием природных систем и термодинамическими расчетами, представляет сложное комплексное направление исследования генезиса горных пород, далеко выходящее за рамки собственно геологических наук и включающее в себя разделы физической химии.

Расмотрение петрологии в историческом аспекте показывает, что непрерывно возрастают ее объем и сфера приложения петрогенетических концепций. Вначале сфера деятельности петрографов ограничивалась эрозионным срезом Земли на континентах, островных дугах и океанических островах (на поверхности и в приповерхностных горных выработках и скважинах). Однако в последние десятилетия петрологические исследования распространились на ложе океанов, которое подверглось драгированию и систематическому бурению, в результате чего был получен уникальный материал, освещающий в новом аспекте геоструктурную эволюцию внешних оболочек Земли и развитие в них петрогенетических процессов. Океанические области по новым данным определились как структуры доминирующего растяжения и обновления земной коры, связанные с внедрением основных и ультраосновных магм вдоль глобальной системы рифтовых спрединговых зон, получивших название срединно-океанических хребтов.

Петрогенетическая специфика этих хребтов зависит от их спрединговой активности, характеризуясь проявлениями толеит-базальтового и щелочно-базальтового вулканизма. Толеит-базальтовый магматизм нормальной и пониженной щелочности свойствен активным спрединговым структурам, связанным с интенсивным раздвижением океанических литосферных плит, оказывающих сильное воздействие на геосинклинальные системы континентальных окраин.

За счет спрединга осуществляются складчатость слоистых толщ и субдукция океанической литосферы под складчатые сооружения, сопровождаемая их орогенным воздыманием. Примером спрединговой структуры служит Восточно-Тихоокеанский хребет, с высокой спрединговой активностью которого связано образование субдукции океанической коры и орогенное воздымание Тихоокеанского подвижного пояса, относящегося к типу активных континентальных окраин.

В противоположность этому пассивные срединно-океанические хребты, подобные Атлантическому (особенно в южной его части) с проявлениями щелочного магматизма, связаны со слабым раздвижением океанической литосферы, которое компенсируется образованием заполняемых осадками геосинклинальных прогибов в сопряжениях ее с разрушающимися континентальными окраинами по периферии Атлантического океана. В таких прогибах подводный эвгеосинклинальный вулканизм, представленный офиолитовой формацией, отвечает только начальной стадии их развития. Они заполняются затем континентальными осадками, относящимися к образованиям пассивных континентальных окраин.

Геотектонические режимы активных и пассивных континентальных окраин в петрогенетическом отношении противоположны друг другу. Промежуточное между ними состояние представлено на островодужных континентальных окраинах, на которых еще сохраняется орогенный режим петрогенезиса, свойственный активным окраинам, но уже в сочетании с деструкцией континентальной коры и образованием вулканических впадин окраинных морей геосинклинальными котловинами, заполняемыми осадками. Магматизм, сопровождающий формирование впадин окраинных морей, во многом сходен с магматизмом трапповых формаций и других депрессий (Печенгская структура на Кольском полуострове и др.), непосредственно генетически связанных с процессами деструкции континентальной коры складчатого строения.

Охарактеризованные режимы представляют геотектоническую основу петрогенезиса, рассматриваемого применительно к океаническим структурам, геосинклинальному и орогенному развитию континентальной складчатой коры и ее последующих кратонизации и деструкции, связанной с заложением новых геосинклинальных систем.

Сложность петрогенетических построений во многих отношениях объясняется также отсутствием петрографического материала из нижних частей земной коры, мантии и более глубоких зон Земли (все представления о них основаны исключительно на геофизических данных). Специальное бурение на континентах достигает глубин 12 км (Кольская сверхглубокая скважина), что, с учетом мощности континентальной коры 40—50 км, соответствует лишь верхней ее части, в общем незначительной в сопоставлении с масштабами природной эрозии земной коры.

По данным анализа парагенезисов минералов, образование наиболее глубоких метаморфических пород, обнажающихся на докембрийских щитах, происходило в условиях литостатического давления 800—1000 МПа (на глубине 30—40 км). Соответственно при современной мощности коры под щитами около 40 км первоначальная мощность континентальной коры определяется в 70—80 км (на стадии глубокого погружения в мантию Земли

в структурах, называемых «корнями гор»). Такие большие мощности земной коры наблюдаются в настоящее время на активных континентальных окраинах (в Андах) и в других слабо эродированных структурах на (Памире).

Сопоставление метаморфических комплексов различной глубинности формирования позволяет дать оценку строения складчатой континентальной коры на большой глубине. Однако нижние части земной коры и подстилающая ее мантия остаются недоступными для непосредственного наблюдения, и представления о них все еще остаются умозрительными.

До недавнего времени петрология оставалась полностью геологической наукой с петрогенетическими проблемами, касающимися только горных пород, обнажающихся в эрозионном срезе земной коры. Использование таких космических объектов, как метеориты, которые отличаются от горных пород большим своеобразием, при рассмотрении этих проблем длительное время было невозможным.

Положение коренным образом стало изменяться с получением образцов лунных пород, определением состава пород на поверхности Венеры, открытием активно действующих вулканов на спутнике Юпитера — планете Ио (аналоге Луны по размеру и плотности вещества). Детальное изучение лунных пород, представленных в основном базальтами, позволило обнаружить их большое сходство с метеоритами, относящимися к классу ахондритов (эвкритами, наклитами, шерготтитами), как по возрасту (3,2—4,6 млрд. лет), так и по составу и изотопным характеристикам. Таким образом определилось значение лунных образцов в качестве недостающего звена связи между земными горными породами и метеоритами.

Сейчас можно рассмотреть все эти образования в общей петрогенетической системе. Расширение в этом аспекте области петрографических исследований привело к созданию особого научного направления — космической петрологии, в которой Земля рассматривается наряду с другими планетами Солнечной системы и астероидами — обломками разрушившихся планет, с поясом распространения которых, как предполагается, связаны своим происхождением метеориты.

Дальнейшее расширение сферы петрогенетических построений связывается с открытием астроблем на поверхности Земли и других планет. Астроблемы представляют собой крупные метеоритные кратеры, в которых под действием ударной волны, вызванной падением метеоритов, развиваются импактные процессы метаморфического преобразования, плавления пород, дифференциации и затвердевания импактных расплавов. Все эти процессы не укладываются в рамки обычного эндогенного или экзогенного петрогенезиса и выделяются на Земле в особый класс космогенно-геологических явлений.

ЛИТОГЕНЕЗ И МЕТАМОРФИЗМ

Основное внимание в этой книге уделяется метаморфическим и магматическим горным породам, тогда как осадочные образования рассматриваются исключительно с точки зрения их отношения к метаморфическим породам. Формирование осадочных пород связано с процессом, получившим название литогенеза. Он включает в себя диагенетическую переработку осадков, наиболее интенсивные проявления которых выделяются под названием катагенеза. Последний характеризуется образованием в осадочных породах минеральных парагенезисов, сходных с парагенезисами, возникающими в породах на низких ступенях метаморфизма. В этом и заключается сложность проблемы разграничения литогенеза и метаморфизма.

Литогенез — это преобразование осадков в осадочные породы при их погружении на глубину по мере накопления осадочных толщ в обстановке возрастания давления и температуры согласно нормальному геотермическому градиенту. В отличие от метаморфизма он не связан с тектоническими дислокациями и внедрениями изверженных пород, сопровождаемыми подъемом ювенильных флюидов и термическими аномалиями. Поэтому различия между этими понятиями наиболее четко показаны на рис. 1—3, на

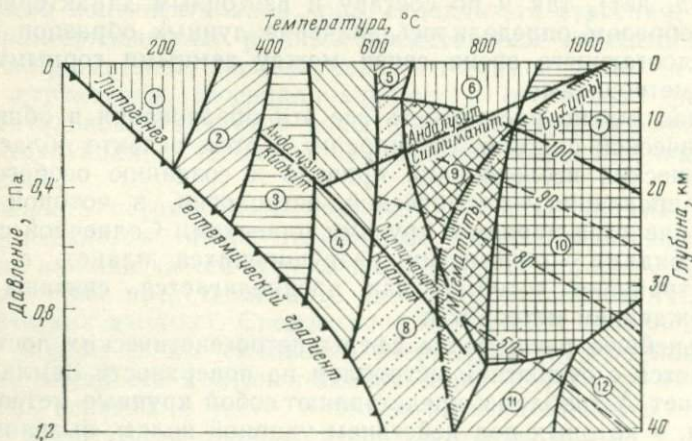


Рис. 1. Минеральные фации метапелитов (цифры в кружках):

1 — глинистых сланцев; 2 — филлитов; 3 — хлорит-мусковитовых сланцев (андалузитовых и кианитовых); 4 — мусковит-биотитовых (двуслюдяных) сланцев и гнейсов (андалузитовых, силлиманитовых и кианитовых); 5 — андалузит-биотитовых, силлиманит-биотитовых и кианит-биотитовых гнейсов; 6 — андалузит-кордиеритовых; 7 — гироксен-кордиеритовых; 8 — андалузит-биотитовых, силлиманит-биотитовых и кианит-биотитовых гнейсов; 9 — андалузит-гранат-кордиеритовых и силлиманит-гранат-кордиеритовых гнейсов; 10 — гранат-гиперстен-кордиеритовых гнейсов; 11 — силлиманит-гиперстенных гнейсов; 12 — кварц-сапфиритовых гнейсов. Штриховые линии (50—100) — железистость граната силлиманит-кордиеритовых гнейсов

Рис. 2. Минеральные фации базитов и метабазитов (цифры в кружках):

1 — метаморфизованных порфиритов и цеолитсодержащих пород; 2 — кальцит-хлоритовых и прениит-пумпеллиновых сланцев; 3 — зеленых эпидот-актинолит-хлоритовых сланцев; 4 — зеленых и голубых альмандиновых и спессартиновых сланцев; 5 — эпидотовых амфиболитов; 6 — гранат-эпидотовых амфиболитов; 7, 8 — роговиков (7 — роговообманковых, 8 — пироксен-плагноклазовых, ларнитовых и спурритовых); 9 — амфиболитов; 10 — двупироксен-плагноклазовых сланцев; 11 — гранатовых и клинопироксен-гранатовых амфиболитов; 12 — гранат-двупироксен-плагноклазовых сланцев; 13 — амфибол-цоизитовых эклогитов; 14 — амфиболовых эклогитов; 15 — эклогитов, содержащих кварц; 16, 17 — эклогитов, содержащих коэсит (16 — графитоносных, 17 — алмазосных). Показано высокотемпературное положение солидуса долерита, габбро и эклогита

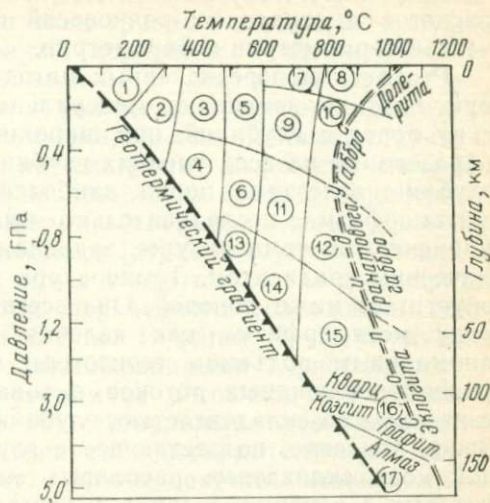
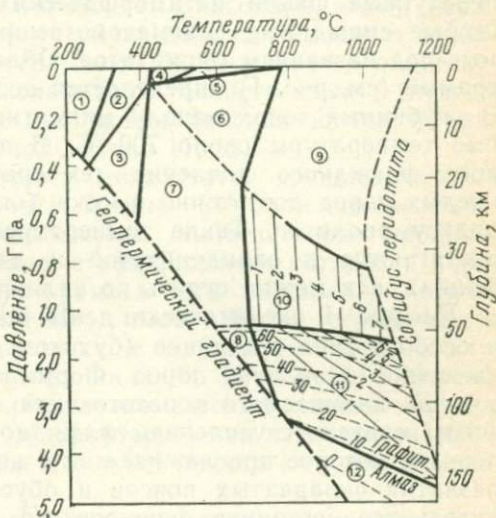


Рис. 3. Минеральные фации гипербазитов (цифры в кружках):

1—3 — серпентинитов (1 — бруситовых, 2 — форстеритовых и тальковых, 3 — энстатитовых или баститовых); 4 — форстеритовых тальцитов; 5 — форстерит-антофиллитовых пород; 6—12 — перидотитов (6 — амфиболовых, 7 — шпинель-амфиболовых, 8 — гранат-амфиболовых, 9 — плагноклазовых, 10 — шпинелевых, 11 — хромшпинель-пирроповых графитоносных, 12 — хромит-пирроповых алмазосных). Изолинии характеризуют содержание (массовую долю) Al_2O_3 (%) в ортопироксене (сплошные линии 1—7) и хромшпинели (пунктирные линии 0—60) в перидотитах. Показано высокотемпературное положение солидуса перидотита



которых область литогенетических преобразований осадков располагается вдоль линии геотермического градиента, а метаморфизм отвечает или более высоким температурам (при одинаковой глубинности), или более низкому давлению (при соответствии процессов по температуре). Области устойчивости типичных для главных типов метаморфических пород парагенезисов минералов (минеральных фаций) определены на диаграммах путем обобщения экспериментальных данных по гидратации-дегидратации и карбонатизации-декарбонизации минералов, термодинамических

расчетов минеральных равновесий и использования минералогической термометрии и барометрии.

Результаты перечисленных методов дают в общем закономерную картину изменения минеральных ассоциаций метаморфических пород с глубиной, при широких вариациях температуры их образования на всех уровнях глубинности. Однако с увеличением глубины залегания пород наиболее низкотемпературные фации метаморфизма последовательно выпадают вследствие повышения фоновой температуры, задаваемой в каждом случае геотермическим градиентом. Температура при метаморфизме не может опуститься ниже фоновой. Она всегда выше. Это определяет природу метаморфизма как явления эндогенного, обусловленного аномальным подъемом геоизотерм вследствие образования восходящих флюидных потоков в зонах дислокаций земной коры, связанных со складчатостью, глубинными разломами и т. д. Флюидное давление, возрастающее с глубиной, стабилизирует в земной коре силикатные расплавы (магмы), область устойчивости которых в глубинных зонах значительно перекрывает высокотемпературные фации метаморфических пород, так что возникают особые смешанные (магматометаморфические) породы, выделяемые под названием мигматитов. Область их устойчивости на диаграмме (см. рис. 1) определяется положением солидуса гранитов. В глубинных зонах началу мигматизации соответствуют умеренные температуры около 700 °С. В приповерхностных зонах низкого флюидного давления температура частичного плавления кислых пород достаточно высока (около 1000 °С) и отвечает солидусу риолитов. Такие температуры при метаморфизме пород достигаются в санидинитовой и ларнитовой приповерхностных фациях, как можно судить по наличию стекла в бухитах.

На рис. 1 схематически даны поля устойчивости мигматитов и особого типа роговиков (бухитов), в которых устанавливается частичное плавление пород. Формирование мигматитов и гранитов так называемого корового типа в глубинных зонах метаморфизма связано с усилением флюидного (водного) воздействия на породы, которое прослеживается с переходом к орогенной стадии развития складчатых поясов и обусловлено возрастанием окислительного состояния флюидов ($H_2 \rightarrow H_2O$ и др.). В результате P_{H_2O} становится более высоким по сравнению с умеренными его значениями, принятыми при расчете минеральных фаций 1—12. Одновременно возрастает дебазифицирующее воздействие флюидов на породы, ведущее к разуплотнению глубинных зон и орогенному вздыманию складчатых поясов.

Метapelиты в аспекте глубинности подразделяются на рис. 1 по полиморфным модификациям Al_2SiO_5 (различаются андалузитовые, кианитовые и силлиманитовые породы). Субфации глубинности высокотемпературных метapelитов выделяются по силлиманит-гранат-кордиеритовым гнейсам, в которых железистость

минералов понижается с ростом давления соответственно с реакциями смещенного равновесия типа гранат + кордиерит + силлиманит + кварц = более железистый кордиерит. Реакции характеризуются положительными объемными и тепловыми эффектами, смещаясь с ростом давления и понижением температуры влево (в сторону образования более магнезиальных силлиманит-гранат-кордиеритовых гнейсов), что на диаграмме выражено системой пунктирных линий постоянной железистости граната кордиеритовых пород с использованием экспериментальных данных Л. Я. Арановича, К. К. Подлесского [31] для «сухих» условий и под давлением воды, которая может входить в состав кордиерита. Изолинии проведены с учетом переменного содержания воды в кордиерите. В роговиках (см. рис. 1, фации 5—7) кордиерит представлен секториально сдвойникованными кристаллами и практически безводен. С переходом от роговиков к глубинным гнейсам (см. рис. 1, фации 8—10) секториально сдвойникованный кордиерит («роговиковый») сменяется полисинтетически сдвойникованным, содержащим воду и другие летучие компоненты, которые стабилизируют этот минерал, затрудняя вытеснение его парагенезисом граната и силлиманита. Благодаря этому парагенезис граната с кордиеритом устойчив до очень высокого давления и при железистости граната около 50 вытесняется парагенезисом гиперстена с силлиманитом, свойственным гнейсам наиболее глубоко эродированных докембрийских щитов и кристаллических массивов (см. рис. 1, фации 11, 12).

Минеральные фации базитов и метабазитов представлены на рис. 2. Различают низко- (1—2), средне- (3—6) и высокотемпературные (7—14) фации метабазитов, соответственно неодинаково расположенные по глубине, с возрастанием которой в породах увеличивается содержание граната. Этот минерал в метабазитах, насыщенных кремнеземом, имеет более ограниченное распространение, чем в метапелитах, и появляется только в глубинных зонах метаморфизма (фации 4, 6, 10—12, 14). Железистость граната для двупироксен-плагноклазовых сланцев (фация 14) и амфиболитов (фация 11) характеризуется изолиниями (60—100), отражающими повышение его устойчивости с глубиной метаморфизма.

Режим кристаллизации основных магматических пород определяется на диаграмме положением линий солидуса базальтовых, габбровых и эклотитовых магм. По условиям залегания магматические породы подразделяются на вулканическую и плутоническую фации, которые различаются по глубине кристаллизации магм. Магматические горные породы кристаллизовались на поверхности и вблизи нее в условиях сравнительно низкого флюидного давления (при соответственно более высокой температуре 1000—1200 °С), тогда как плутонические образования отвечают более высокому флюидному давлению и сравнительно низкой тем-

пературе кристаллизации 800—900 °С. В отличие от плутонических пород вулканические характеризуются более сильно разупорядоченной атомной кристаллической решеткой минералов. В них содержатся более высокотемпературные минералы и их модификации (пижонит, анортоклаз, санидин, кристобалит, муллит), и они оказывают более высокотемпературное контактовое воздействие на вмещающие породы (с образованием бухитов и других роговиков санидинитовой фации метаморфизма).

С переходом к глубинным фациям базальты сменяются долеритами (офитовыми габбро, габбро и их гранатсодержащими разновидностями, соответствующими по фациальной принадлежности двупироксен-гранатовым плагиоклазовым кристаллическим сланцам. В пределах минеральной фации этих пород с ростом давления (или понижением температуры) плагиоклаз вытесняется гранат-клинопироксеновой ассоциацией минералов, свойственной эклогитам. Бескварцевые типы эклогитов возникают в условиях высокого давления вместо оливиновых норитов и габбро (или в результате их метаморфизма): ортопироксен + оливин + плагиоклаз = гранат + клинопироксен (фация бескварцевых эклогитов), а вместо нормальных норитов и габбро образуются эклогиты, содержащие кварц или коэсит. При наличии углерода различают графито- и алмазные типы эклогитов.

На диаграмме минеральных фаций ультраосновных пород (см. рис. 3) показаны поля устойчивости главных типов первичных магматических пород и продуктов их метаморфизма — серпентинитов различного минерального состава (бруситовых, тальковых, форстеритовых, энстатитовых, антофиллитовых). В условиях повышенного давления породообразующие минералы гипербазитов — оливин и энстатит — весьма стабильны и подвергаются гидратации только при значительном понижении температуры. На диаграмме намечаются фации перидотитов — плагиоклазовых, энстатит-шпинелевых и пироп-энстатит-хромшпинелевых (графито- и алмазных). Изолиниями показаны изменения содержания Al_2O_3 в энстатите и хромшпинели пироповых перидотитов в зависимости от температуры и давления.

На диаграммах (рис. 1—3) отображено различие между осадочными (продуктами литогенеза), метаморфическими и магматическими породами с позиций их фациальной принадлежности — условий образования по температуре и литостатическому давлению, определяемому тяжестью вышележащих пород (глубиной протекания реакций минералообразования). Эти условия характеризуются минералами-индикаторами, входящими в состав горных пород.

Из рис. 1—3 следует, что литогенез и метаморфизм имеют существенную область перекрытия по температуре, поэтому литогенетические преобразования осадков могут происходить в процессе глубокого погружения толщ при одинаковой и даже более

высокой температуре по сравнению с метаморфическими. Этим объясняется сходство глубоко преобразованных осадков и слабо метаморфизованных пород по парагенезисам минералов (серицит + хлорит, альбит + хлорит, мусковит + хлорит, альбит + эпидот и др.). Поэтому попытки некоторых авторов произвести парагенетическое разграничение продуктов диагенеза-катагенеза и метаморфизма себя не оправдывают. Например, А. Г. Коссовская в 1962 г. в своей работе по Вилюйской впадине и Западному Верхоянью к продуктам метаморфизма относила только породы с биотитом, а более низкотемпературные породы с ассоциацией хлорита и мусковита она связывала с литогенезом. Такое деление ошибочно, поскольку при низкотемпературном метаморфизме нередко возникают ассоциации хлорита с серицитом или мусковитом, свойственные слюдяным сланцам, филлитам, глинистым сланцам и другим породам.

Осадочные и метаморфические породы различают по геологическим условиям залегания и текстурам. Осадочные породы обычно не имеют сланцеватости и в большинстве случаев входят в состав тектонически недеформированных толщ, как, например, на платформах. В зависимости от глубины погружения осадочных толщ (соответственно температуры и давления) они последовательно проходят различные стадии катагенеза, что сопровождается сильным уплотнением и дегидратацией осадков с образованием новых минералов (гидрослюд, серицита или мусковита, альбита, эпидота, находящихся обычно в ассоциации с хлоритом), перекристаллизацией кварца с очищением его зерен от минеральных примесей, а также с появлением минеральных сегрегаций.

Глубоко катагенетически измененные осадочные горные породы могут быть настолько сходны с метаморфическими как при визуальных наблюдениях, так и при изучении под микроскопом в шлифах, что их практически невозможно отличить друг от друга. Они различаются только по условиям залегания, в связи с чем их происхождение устанавливается часто лишь путем тщательного геологического картирования конкретных толщ.

В отличие от осадочных, метаморфические породы обычно дислоцированы, нередко прорваны интрузиями или ассоциируют с глубинными разломами. Они приурочены к складчатым геосинклинальным системам, где образуют зональные метаморфические комплексы, в которых степень метаморфизма изменяется от высоких ступеней до самых низких (с формированием ассоциаций минералов, сходных с осадочными породами). Примером развития таких пород является западная окраина Верхояно-Чукотской складчатой системы, где, по данным Н. Г. Андриянова и И. М. Симановича, а также О. В. Япаскурта, выделяются узкие зоны метаморфизма северо-восточного простирания, несколько несогласные с простиранием слоистых толщ перми и триаса, что объясняется приуроченностью этих зон к разломам фундамента. В цент-

ральных (осевых) частях данных зон степень метаморфизма достигает уровня амфиболитовой фации и с удалением от них постепенно падает, снижаясь до уровня, отвечающего осадочным породам. При интерпретации внешней части этого метаморфического ореола возможен двоякий подход: с одной стороны, она может быть следствием регионального литогенетического преобразования осадков, возникшего в процессе накопления и погружения осадочных толщ; с другой — не исключена возможность в этой зоне и более поздних метаморфических низкотемпературных преобразований, связанных с формированием наложенных дислокационных метаморфических ореолов.

Вообще разграничение катагенеза и метаморфизма в толщах пород, дислоцированных или пространственно связанных с дислокациями, — сложная процедура, осуществимая лишь на основе специальных термобарометрических измерений по соотношениям, представленным на рис. 1—3. При обычных геолого-съемочных работах этот вопрос часто остается открытым. Например, в сложных структурах в пределах платформ типа авлакогенов, краевых и перикратонных прогибов осадочные толщи нередко существенно изменены, однако причина этих изменений неясна. Примером этого может служить Донбасс, на юго-востоке которого мощные толщи нижнего и среднего карбона характеризуются большим разнообразием по степени их переработки. В антиклинальных структурах самые древние породы изменены сильнее и содержат пласты антрацита. С переходом к более молодым породам эти изменения становятся менее заметными. Возможно, это объясняется формированием осадочных толщ, как его интерпретируют Г. Ф. Крашенинников и др., связывая глубокое изменение с катагенезом. Однако не исключается и вероятность более позднего происхождения этого различия в степени изменения пород в связи с возникновением складчатости и развитием слабого метаморфизма, локализация которого контролируется антиклинальными структурами. Для решения этого вопроса требуются специальные исследования.

При формировании геосинклинальных комплексов литогенезу отводится ведущая роль на ранних стадиях преобразования осадков, когда идет их накопление и погружение на глубину, а метаморфизм характеризует дислокационный и орогенный периоды развития подвижных поясов и связан с подъемом глубинных ювенильных флюидов. Соответственно стадия литогенетического преобразования осадочных толщ полностью определяется глубиной их погружения, а интенсивность метаморфизма почти не зависит от мощности разреза, так как метаморфизму подвергаются породы складчатых сооружений, нередко осложненных надвигами. Это тектоническое «скупивание» осадочных и вулканогенных пород нередко приводит к погружению складчатых сооружений на глубины, превышающие глубины геосинклинальных бассейнов

осадконакопления, как можно судить по величинам современных эрозионных срезов складчатых метаморфических поясов, достигающим 35—40 км (сутамская фация метаморфизма на юге Алданского щита, формация Лимпопо на юге Африки и др.). Глубина литогенетических преобразований осадков (при их погружении без существенных дислокаций) обычно не превышает 10—15 км, хотя по геофизическим данным известны случаи такого погружения осадков до 25—30 км, например во впадине на юге Каспийского моря.

Литогенез и метаморфизм различают также по физико-химическим условиям развития. При погружении осадков на глубину без тектонических дислокаций давление вышележащих слоев передается на осадок полностью и не дифференцированно по фазам, в результате чего межзерновые водные растворы в нем находятся под давлением (P_{H_2O}), одинаковым или очень близким к литостатическому давлению на твердые фазы. В этих условиях, близких к относительно закрытым системам, как следует из экспериментальных данных, дегидратация минералов затруднена и происходит обычно не полностью, что приводит к сочетанию водных и безводных фаз и к развитию гидрослюд, не свойственных метаморфическим преобразованиям осадков.

Развитие дислокаций и поступление ювенильных флюидов сложного состава, в которых вода находится совместно со многими другими компонентами (H_2O , H_2 , CO_2 , CH_4 , CO , N_2 и др.), создают особый (метаморфический) режим преобразования осадков, более благоприятный для развития процессов дегидратации минералов, который характеризуется соотношением величин термодинамических давлений: $P_S > P_F \gg P_{H_2O}$ (где P_S — литостатическое давление, или давление на твердые фазы (на минералы), определяющееся глубиной протекания метаморфических реакций; P_F — давление флюида, представленного смесью компонентов H_2O , CO_2 и т. д.; P_{H_2O} — парциальное давление воды).

Изложенное изменение термодинамической обстановки минералообразования при переходе от литогенеза к метаморфизму определяет их различие по температуре дегидратации минералов. В условиях литогенеза дегидратация минералов более затруднена (происходит при более высокой температуре) по сравнению с условиями метаморфизма. С этим связана сложность сопоставления катагенетических и метаморфических преобразований пород по степени их дегидратированности.

В заключение рассмотрим взаимоотношение литогенеза и метаморфизма исходя из концепции фациальных серий. Эта концепция была разработана на основе изучения зональных метаморфических комплексов, в которых любая последовательность метаморфических зон (прогрессивная и регрессивная) представлена совокупностью минеральных фаций (фациальной серией) со вза-

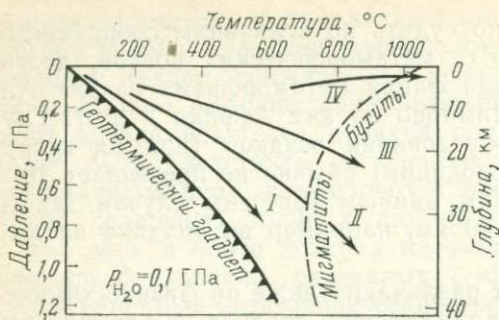


Рис. 4. Фациальные серии метаморфических пород, отвечающие главным типам метаморфизма:

I — раннему доорогенному; II — метаморфизму орогенной стадии развития складчатых поясов, сопряженному со становлением плагиогранитов; III — нормальных калиевых гранитов; IV — контакто-

мисвязанным изменением температуры и давления. Подобные серии редко бывают изобарическими, так как увеличение температуры и метаморфической зональности обычно сопровождается возрастанием давления. Это объясняется тем, что метаморфизм в орогенную стадию развития подвижных зон сопряжен с гранитизацией и сопровождается дебазификацией и разуплотнением вещества глубинных областей. По этой причине высокотемпературные зоны при региональном метаморфизме испытывают более интенсивные восходящие движения и эродируются глубже по сравнению с низкотемпературными зонами. Поэтому метаморфические фациальные серии характеризуются обычно положительными значениями производных dP/dT (где P — литостатическое давление, определяемое глубиной протекания метаморфических реакций, а T — температура). Литогенез с этой точки зрения также представляет фациальную серию, для которой свойственна (см. рис. 1—3) большая величина производной dP/dT , определяемой нормальным геотермическим градиентом. Метаморфические фациальные серии характеризуются более низкими значениями dP/dT (рис. 4), которые могут понижаться до нуля и иметь отрицательные значения (в отдельных случаях контактового метаморфизма).

В общей эволюции геосинклинальных подвижных зон развиваются метаморфические серии с постепенным уменьшением величины производной dP/dT , что свидетельствует об усилении термической аномалии, в основном вследствие окисления восходящих метаморфизующих флюидов. Соответственно процессы преобразования осадочных толщ по характеру их фациальных серий образуют следующий ряд: литогенез — предорогенный метаморфизм — раннеорогенный метаморфизм — орогенный и позднеорогенный метаморфизм, контактовый метаморфизм.

В геологической литературе предорогенный метаморфизм нередко объединяется с литогенезом под общим названием «метаморфизм погружения», который противопоставляется последующему метаморфизму орогенных стадий, сопутствующему становлению гранитов. Однако это объединение не оправдано, так как

5249

в отличие от литогенеза эндогенная природа предорогового метаморфизма проявляется особенно ярко в его отчетливой приуроченности к дислокациям (глубинным разломам, складчатости и зонам расланцевания), в изменении состава пород, ведущем к образованию спилитов, цеолитовых пород, хлорит-альбитовых, глаукофановых, эгирин-жадеитовых, эгириновых и рибекитовых сланцев, альбитовых и олигоклазовых амфиболитов, альмандиновых амфиболитов и эклогитов. В ряду метаморфических процессов фациальные серии предорогового метаморфизма характеризуются наиболее высокими значениями dP/dT , что в какой-то мере сближает его с литогенезом. Это сходство усиливается также обычно невысокими температурами (100—600 °C) предорогового метаморфизма, что отличает его от последующего, нередко высокотемпературного метаморфизма, приводящего к развитию мигматитов в глубинных зонах. В геоструктурном отношении предороговый метаморфизм, как и литогенез, свойствен депрессиям, что также принципиально отличает его от последующего метаморфизма, приуроченного к поясам орогенного воздымания складчатых комплексов.

Литогенез и региональный метаморфизм в ходе формирования геосинклинальных подвижных поясов отвечают различным стадиям их развития. Литогенез отражает собственно геосинклинальную стадию накопления отложений и погружения их на глубину.

Метаморфизм развивается в последующие стадии деформации геосинклинальных отложений и последующего орогенного воздымания складчатых поясов, которые сопровождаются подъемом ювенильных метаморфизирующих флюидов и развитием термической аномалии.

Соотношения между литогенезом и метаморфизмом, отраженные на рис. 1—3, соответствуют нормальному условию развития эндогенных и экзогенных процессов. Особые специфические режимы необходимы для образования цеолитовых пород, области термодинамической устойчивости которых распространяются на P — T -диаграммах за пределы, определяемые нормальным геотермическим градиентом. По-видимому, формирование их происходит в особых режимах относительно низкого геотермического градиента в системе фаций, вариант которых дан на рис. 5. Крайне низкотемпературные ассоциации цеолитовой фации представлены парагенезисами каолинита с кальцитом и кварцем, определяющими нижний предел устойчивости ломонтита — цеолита, типичного для метаморфических пород. Низкотемпературный режим метаморфизма проявляется также в образовании парагенезиса альбита с кварцем, ограничивающего область стабильности альбита — минерала, устойчивого практически без ограничений в режиме нормального развития метаморфизма (в порфиритах, спилитах, глинистых сланцах).

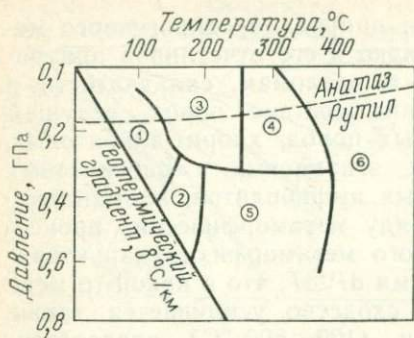


Рис. 5. Фации и субфации основных пород (цифры в кружках), измененных в условиях низкотемпературного метаморфизма. По Н. В. Котову [14]:

- 1 — анальцим-гейландитовая; 2 — альбит-гейландитовая; 3 — пренит-ломонитовая; 4 — пренит-вайраkitовая; 5 — кварц-лавсонитовая; 6 — зеленосланцевая

Цеолитсодержащие породы характерны для фаций малоглубинных и низкотемпературных преобразований. Цеолиты развиваются в миндалинах и трещинах основных эффузивов или замещают стекло и плагиоклаз при относительно низких давлениях на небольших глубинах. Состав цеолитов, развивающихся в метабазах, значительно варьирует, что зависит как от состава исходных пород, так и от температуры, при которой осуществляется метаморфический процесс. Обычно по мере повышения температуры образуются цеолиты с небольшим содержанием воды. Существует также зависимость между содержанием кремнезема в цеолитах и в исходных породах.

Цеолитовые породы могут иметь автотемпературное происхождение (обычно в базальтах повышенной щелочности) или быть связаны с более поздним наложенным метаморфизмом и закономерно входят в самые низкотемпературные части общей метаморфической зональности. Автотемпературное развитие цеолитов в расслоенных лавовых потоках происходит на некоторой глубине. В самых верхних зонах закалки цеолитизация пород обычно отсутствует вследствие недостаточного давления воды, мигрирующей к поверхности лавовых потоков. В их более глубоких зонах миграция воды затруднена и стимулирует автотемпературное образование цеолитов в такой последовательности (сверху вниз): шабазит — томсонит, анальцим, мезолит — сколецит, обусловленной возрастанием давления воды и повышением основности базальтов. В результате этого парагенетические ассоциации с цеолитами в метабазах могут значительно варьировать даже в пределах одной лавовой толщи по направлению от кровли к подошве, что хорошо показано Г. Уокером на примере палеоген-неогеновых базальтов восточной части о. Ирландия. Здесь самая нижняя зона обогащена мезолитом и сколецитом, с которым ассоциируют и другие цеолиты. Выше расположена зона с анальцимом, сменяющаяся зоной с преобладанием шабазита и томсонита. Эти цеолиты имеют низкое содержание кремнезема по сравнению с его содержанием в базальтах.

Сходная зональность наблюдается в районе оз. Верхнего и в палеоген-неогеновых лавах Северной Ирландии. Зоны цеолитов размещаются здесь обычно несогласно по отношению к поверхностным напластованиям лавовых толщ и отчетливо наложены на них.

В метаморфических толщах цеолитовые породы разного состава имеют закономерное положение в метаморфической зональности.

По данным Л. П. Плюсниной, на Урале в пределах Магнитогорского мегасинклиория цеолиты (ломонтит) встречаются в виде гнезд, скоплений и прожилков в верхнедевонских пироксен-плагноклазовых порфиритах (район г. Верхнеуральска) в тесной ассоциации с хлоритом и пренитом. Они отмечены также и в диабазовых миндалекаменных порфиритах березовской свиты на Южном Урале. Прожилки ломонтита в ассоциации с пренитом, хлоритом, кальцитом и кварцем широко развиты в породах некоторых колчеданных месторождений Башкирии. В гнездах и гидротермальных прожилках ломонтит образует тонкопризматические шестоватые и радиально-лучистые агрегаты.

На возможность выделения цеолитовой фации метаморфизма впервые указал П. Эскола в 1939 г. Однако он отверг эту идею на том основании, что цеолитовые ассоциации находятся в большой зависимости от химического состава метаморфизирующих растворов. В дальнейшем Д. С. Коржинский связал устойчивость цеолитов, как и других богатых кальцием силикатов (пренита, пумпеллита), с режимом углекислоты при метаморфизме. Он отнес их в группу абиссофобных минералов (устойчивых только в приповерхностных условиях низкого давления CO_2 и замещаемых на глубине карбонатами). Эти представления в настоящее время подтверждены экспериментальными исследованиями, согласно которым ломонтит образуется только под воздействием растворов, практически не содержащих углекислоты, подвергаясь карбонатизации при незначительном давлении CO_2 (не выше 1—2 МПа). Этим объясняется связь цеолитового метаморфизма, происходящего под воздействием восстановленных флюидов, отличающихся невысокой химической активностью углекислоты ($\text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}$), с наиболее ранними (собственно геосинклинальными, предорогенными) этапами развития подвижных поясов.

Цеолитовая фация была выделена Д. Кумбсом в 1954 г. в триасовых вулканогенных породах на юге о. Южного в Новой Зеландии, где он отметил региональный характер развития цеолитовых и пренит-пумпеллитовых ассоциаций и обратил внимание на отсутствие их связи с орогенезом.

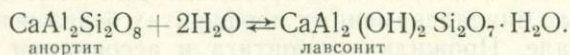
В зависимости от изменения флюидного режима в метабазах с цеолитами могут возникать разные варианты метаморфической зональности.

Цеолиты при повышении температуры закономерно сменяют друг друга, в результате чего возникает зональность. По данным

А. Мияси́ро, на южных склонах гор Танзава (Япония) в пределах полосы шириной около 10 км обнажается палеоген-неогеновый метаморфический комплекс пород, метаморфизованных в условиях от цеолитовой до амфиболитовой фаций. Исходные породы представлены преимущественно подводными пирокластами, базальтовыми и андезитовыми лавами.

В зонах относительно глубоких эрозийных срезов вместо ломонита и пренита образуется лавсонит-кварц-альбитовая ассоциация с хлоритом, кальцитом или арагонитом.

Лавсонит может кристаллизоваться за счет гейландита измененных пород или анортитовой составляющей плагиоклаза по реакции



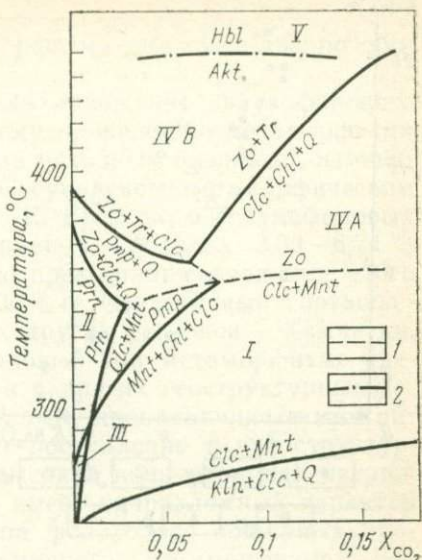
Метабазиты с лавсонитом, альбитом, кварцем и хлоритом были описаны на о. Южном в Новой Зеландии, в метаморфическом поясе Санбагава в Японии, а также в образованиях францисканской формации на западе п-ова Калифорния. В каждом из перечисленных районов породы с лавсонитом вписываются в метаморфическую зональность. Центральная часть Береговых хребтов на западе п-ова Калифорния — наиболее яркий пример такой зональности. Этот район представляет блок пород францисканской формации, отделенный тектоническими разломами от нематаморфизованных пород мелового возраста, слагающих осадочную толщу Большой Долины. Метаморфизованные песчаники, граувакки и сланцы францисканской формации могут быть подразделены на две группы: 1) субкристаллические породы, которые макроскопически кажутся неизменными, а под микроскопом в шлифах видно, что они перекристаллизованы и содержат метаморфические минералы; 2) кристаллические метаморфические сланцы с бластической структурой, обычно пространственно совмещенные с зонами смятия и дробления. Обе группы пород распределены по площади неравномерно. Среди метаморфизованных песчано-граувакковых отложений по минеральным ассоциациям в порядке возрастания степени метаморфизма выделяются породы: 1) с неизменным плагиоклазом без лавсонита, но с пумпеллитом; 2) с альбитом и лавсонитом; 3) с альбитом, лавсонитом и жадеитом; 4) с жадеитом, но без альбита и лавсонита.

В лавсонит-альбитовых породах кроме лавсонита и альбита содержатся кварц, пумпеллит, хлорит, кальцит и арагонит, рутил, иногда стильпномелан, рудные минералы. Лавсонит образуется обычно одним из первых, замещая основной плагиоклаз, а также другие минералы.

Цеолитовые, лавсонитовые, пренит-пумпеллитовые породы могут входить в ассоциацию с глаукофановыми и жадеит-эгириновыми сланцами и богатыми натрием альмандиновыми эклогитами.

Рис. 6. Зависимость минеральных фаций зеленокаменных пород от мольной доли углекислоты в водных флюидах (давление МПа). По экспериментальным данным Л. П. Плюсниной.

Фации: I — монтмориллонит-хлорит-кальцитовая; II — пренитовая; III — пренит-пумпеллитовая; IVA — эпидот (цоизит)-хлоритовая, IVB — цоизит-тремолитовая (эпидот-актинолитовая) и V — эпидот-роговообманковая. 1 — реакции по экспериментальным данным; 2 — роговообманковая изограда. Akt — актинолит, Chl — хлорит, Clc — кальцит, Kin — каолин, Mnt — монтмориллонит, Hbl — роговая обманка, Q — кварц, Pmp — пумпеллит, Prn — пренит, Tr — тремолит, Zo — цоизит



При формировании этого комплекса пород существенную роль играет изменение химического состава исходных образований (обогащение их натрием и вынос кальция). Все эти породы формируются вслед за литогенезом в ходе пророгенного (догранитного) развития складчатых поясов. В орогенную стадию метаморфизма богатые кальцием силикаты (цеолиты, лавсонит, пренит, пумпеллит и др.) становятся неустойчивыми, вытесняясь хлорит-карбонатными ассоциациями с переходом к зеленосланцевым фациям: эпидот-хлорит-кальцитовой и эпидот-актинолитовой. Это связано с усилением роли углекислоты во флюидах, по-видимому, вследствие повышения их окислительного состояния в условиях орогенной стадии развития складчатых поясов ($\text{CO} \rightarrow \text{CO}_2$). Количественная характеристика режима углекислоты при метаморфизме была получена Л. П. Плюсниной путем экспериментального исследования карбонатизации пренитовых и пумпеллитовых ассоциаций (рис. 6). По этим данным кальцит-хлоритовые и кальцит-эпидот-актинолитовые (зеленые) сланцы, широко распространенные в метаморфических метабазитовых поясах, являются в значительной мере метаморфическими эквивалентами пренит-пумпеллитовых сланцев, возникающих при той же температуре, но в условиях более высокого давления CO_2 во флюидах.

Метаморфизм в складчатых поясах разделяется, таким образом, на ранний (доорогенный) и поздний, сопряженный с развитием в них гранитного магматизма. Ранний — это обычно аллохимический метаморфизм натриевого типа — наиболее ярко проявляется в эвгеосинклиналиях в начальные стадии их дислокации.

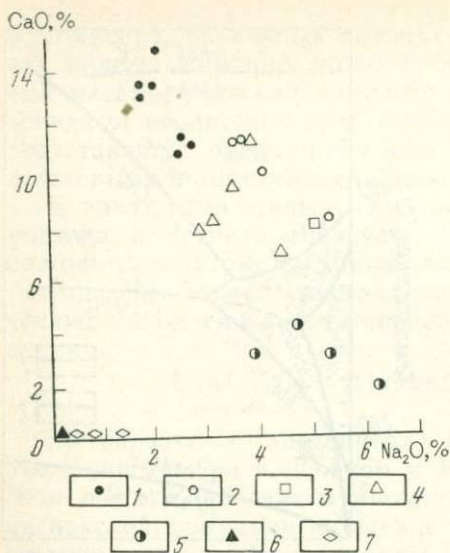


Рис. 7. Диаграмма сопоставления составов базальтов и гипербазитов Срединно-Атлантического хребта с продуктами их метаморфизма и с глаукофановыми сланцами антильской и францисканской формации (по С. А. Силантьеву):

1 — базальты; 2 — метабазиты (зеленые сланцы и амфиболиты); 3 — спилиты; 4 — глаукофановые метабазиты жёлоба Пуэрто-Рико (Антильская островная дуга); 5 — глаукофановые метабазиты францисканской формации (Калифорния); 6 — дуниты и перидотиты; 7 — серпентиниты Срединно-Атлантического хребта

онного развития, в ходе которого они превращаются в офиолитовые пояса. Этот тип метаморфизма прослеживается в срединно-океанических хребтах, которые геотектонически сходны с офиолитовыми поясами континентальных окраин. Но метаморфизм натриевого характера не проявлен в этих структурах в таком крайнем выражении, как в офиолитовых поясах. В срединно-океанических хребтах отсутствуют свойственные офиолитовым поясам глаукофановые, рибекитовые, эгириновые сланцы и распространены цеолитовые породы, спилиты, альбит-хлоритовые сланцы, олигоклазовые амфиболиты. Метаморфизм аллохимического типа представлен в срединно-океанических хребтах почти без наложения более поздних типов метаморфизма. По данным С. А. Силантьева, для метаморфических пород Срединно-Атлантического хребта составлена диаграмма (рис. 7). Первичные базальты этого хребта, богатые CaO (10—15 %) и бедные Na₂O (1—3 %) и K₂O (0,08—0,32 %), обедняются кальцием и калием и обогащаются натрием по мере превращения их в амфиболиты, зеленые сланцы, зеленокаменные породы и спилиты, обычно содержащие цеолиты. На эту диаграмму нанесены составы метабазитов, офиолитовых поясов, подвергшихся глаукофановому метаморфизму. Это сопоставление показывает соответствие метаморфизма срединно-океанических хребтов и эвгеосинклинальных офиолитовых поясов по общей тенденции изменения состава пород. Первичные гипербазиты рассматриваемых формаций вначале характеризуются незначительным содержанием щелочных металлов, но затем при

серпентинизации в условиях метаморфизма они существенно обогащаются Na_2O (0,3—1,2 %).

На диаграмме наглядно показано положение глаукофанового метаморфизма, отвечающего крайнему проявлению метаморфизма натриевого типа, при котором состав исходных базальтов изменяется особенно интенсивно. Так, в Сусунайском метаморфическом поясе на о. Сахалин, по данным А. Е. Егорова, в глаукофановых сланцах содержание Na_2O варьирует в пределах 3,30—6,74 % (в среднем 4,56 %), что значительно превышает содержание этого компонента в базальтах (1,30—3,30 %). Аналогичные соотношения выявлены для Урала и многих других регионов — Камчатки, Калифорния, Альп и др. Глаукофановый тип метаморфизма специфичен для офиолитовых поясов и в других геоструктурных зонах не встречается. Глубинные разломы, проникающие в мантийную оболочку Земли, обеспечивают поступление в эти структурные зоны ювенильных флюидов с высокой концентрацией натрия. Глаукофановый тип метаморфизма имеет приразломный характер во многих регионах, локализуясь на фоне более обширных процессов спилитизации и зеленокаменного метаморфизма. Его аллохимический (натриевый) тип, который усиливается в регрессивную стадию его развития, приводит к образованию низкотемпературных глаукофановых сланцев (местами с эгирином, рибекитом), альбит-хлоритовых и цеолитовых пород и спилитов. Эти породы связаны с подъемом в офиолитовые пояса метаморфизующих растворов с достаточно высоким химическим потенциалом натрия для образования типичных для них щелочных минералов (глаукофана, рибекита, эгирина, эгирин-жадеитовых минералов, альбита), способных к интенсивному выносу из пород кальция и привносу натрия.

Парагенезисы минералов глаукофановых сланцев свидетельствуют об участии метаморфизующих растворов с высоким химическим потенциалом натрия даже в тех случаях, когда привнос этого элемента не улавливается петрохимически.

Натриевый тип метаморфизма проявляется также в толщах железистых кварцитов (например, в Кривом Роге на Украине) за счет развития в них щелочных амфиболов и эгирина. Он обусловлен воздействием на кварциты растворов высокой щелочности, с которыми местами связаны вынос кварца и замещение кварцитов богатыми рудами, сложенными в основном оксидами железа.

Важная специфика глаукофанового метаморфизма объясняется низким парциальным давлением CO_2 в метаморфизующих флюидах (с подавленностью карбонатизации), благодаря чему образуются породы с такими богатыми кальцием силикатами, как ломонтит, лавсонит, пренит и пүмпеллит. Это связано с крайне низкой концентрацией CO_2 в метаморфизующих флюидах предорогенной стадии, обусловленной, по-видимому, ее способностью восстанавливаться до CO . По экспериментальным дан-

ным Л. П. Плюсниной, ломонтит и пренит в своей устойчивости ограничены ничтожными концентрациями углекислоты в метаморфизирующих флюидах в пределах $X_{\text{CO}_2} = 0,01 - 0,04$ (см. рис. 6), вытесняясь ассоциацией монтмориллонита и каолинита с кальцитом. При общем флюидном давлении 0,2 ГПа пумпеллит полностью вытесняется ассоциацией цоизита, тремолита и кальцита (или цоизита, хлорита и кальцита) при содержании углекислоты во флюидах $X_{\text{CO}_2} = 0,07$, а предел устойчивости пренита еще ниже ($X_{\text{CO}_2} = 0,03$). В флюидах, обогащенных CO_2 , вместо пренита возникает ассоциация цоизита, кальцита и кварца, свойственная более позднему метаморфизму. Аналогично, по экспериментальным данным, лавсонит с кварцем переходит в кальцит и пирофиллит при $X_{\text{CO}_2} = 0,03$ (общее флюидное давление 0,4—0,7 ГПа). Вайрацит также легко разлагается углекислотой и входит в число индикаторов крайне низкого давления CO_2 в метаморфизирующих флюидах.

Глаукофановый метаморфизм проявляется также в гипербазитах, в которых он сопровождается их интенсивной серпентинизацией.

Метаморфизм глаукофанового и сходного с ним типов, охватывающий широкий комплекс преобразований горных пород в эвгеосинклинальных формациях, отчасти, возможно, проявляется в собственно геосинклинальный (доскладчатый) период их развития, но в основном он все же сопряжен со складчатыми деформациями. Текстуры глаукофановых сланцев свидетельствуют о формировании данного типа метаморфизма в условиях интенсивных стрессовых напряжений, вызывающих развитие изоклинальной складчатости, надвигов и шарьяжей, свойственных альпийской тектонике.

При переходе к орогенной стадии вертикальных движений в складчатых поясах развивался коровый магматизм (гранитный в плутонической фации и андезитовый в вулканической), сопровождаемый значительными метаморфическими преобразованиями слоистых толщ, дебазификацией и разуплотнением глубинных зон.

Эти метаморфические процессы, нарушающие изостатическое равновесие, служат основной причиной орогенного воздымания складчатых поясов и их эрозии, в результате чего на поверхности обнажаются породы, образованные на глубинах 30—40 км, как, например, вдоль южного обрамления Алданского щита, где обнажаются породы фаций гиперстен-силлиманитовых гнейсов (см. рис. 1).

Гранитный магматизм и сопутствующий ему метаморфизм отчетливо накладываются в складчатых поясах на проявления раннего (доорогенного) метаморфизма.

В литературе описаны многочисленные примеры подобных наложений метаморфических процессов, в результате которых про-

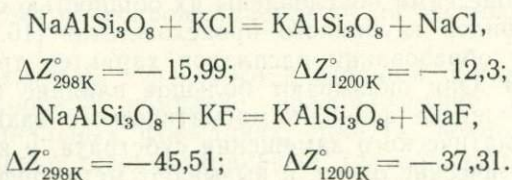
дукты раннего (догранитного) метаморфизма, представленного серией пород натриевого типа (спилиты, жадеитовые, глаукофановые, рибекитовые и альбит-хлоритовые сланцы, олигоклазовые амфиболиты), замещаются гнейсами, биотитовыми и мусковитовыми сланцами с образованием метаморфической зональности. В связи с этим в заключительные этапы метаморфических преобразований натриевый метаморфизм обычно сменяется прогрессивным метаморфизмом с калиевой специализацией, выражающейся мусковитизацией и фельдшпатизацией ранее образованных пород. Например, наблюдается замещение лавсонита (типичного минерала лавсонит-глаукофанового метаморфизма) эпидотом и мусковитом с приносом в породы калия.

МЕТАМОРФИЗМ И МАГМАТИЗМ

Тесные генетические связи между магматическими и метаморфическими процессами обусловлены их общностью с восходящими потоками флюидов глубинного происхождения [16, 18], приобретающими при образовании расплавов характер трансмагматических флюидов. Они оказывают большое влияние на магматизм, стимулируя развитие флюидно-магматического взаимодействия и процессы магматического замещения субстрата, в котором развиваются магматические очаги, и вызывают метаморфизм окружающих пород, характер которого отражает тренды магматической эволюции. Реальное проявление всех этих процессов определяется геотектонической обстановкой. В спрединговых структурах растяжения земной коры (в активные стадии развития рифтов) трансмагматические флюиды легко мигрируют из магматических очагов и оказывают слабое воздействие на расплавы, благодаря чему магматическое замещение и метаморфизм окружающих пород практически не наблюдаются. Это условие автономного развития магматизма (без взаимодействия с окружающими породами), в результате которого образуются породы, богатые железом, титаном, и незначительное количество кислых пород — дифференциатов основной магмы: кварцевых диоритов, гранитов, граносиенитов в апикальных частях расслоенных гипербазит-базитовых интрузивов, кислых выделений пород в океанических и лунных базальтах и др. Магматическое замещение, сопровождаемое метаморфизмом пород, получает экстенсивное развитие в геотектонической эволюции подвижных зон при переходе от обстановки спрединга к режимам сжатия, что сопровождается возрастанием флюидного давления в магматических очагах и развитием флюидно-магматического взаимодействия. Петрографически такой переход прослеживается по систематическому появлению в магматических образованиях включений чужеродных пород в виде

останцов в различной мере метаморфизованного субстрата, подвергавшегося магматическому замещению.

Воздействие флюидов на расплавы в этих условиях усиливается, но характер его зависит от состава субстрата, в котором развиваются магматические очаги. В ультраосновной среде (в мантии, в гипербазитовых интрузивах или толщах карбонатных магнезиальных пород) флюидное воздействие на расплавы вызывает их десиликацию и ощелачивание. В противоположность этому в сиалической обстановке земной коры прослеживается флюидная дебазификация расплавов с повышением в них роли кремнезема и глинозема. Однако в том и другом случае флюидное воздействие на расплавы сопровождается возрастанием в них величины K/Na . Это обусловлено распределением щелочных металлов во флюидно-магматических равновесиях. Расчеты показывают, что по отношению к калию и натрию все компоненты флюидов ведут себя однотипно — алюмосиликатные расплавы обогащены калием относительно равновесных с ними флюидов любого компонентного состава (в ΔZ_T° кДж):

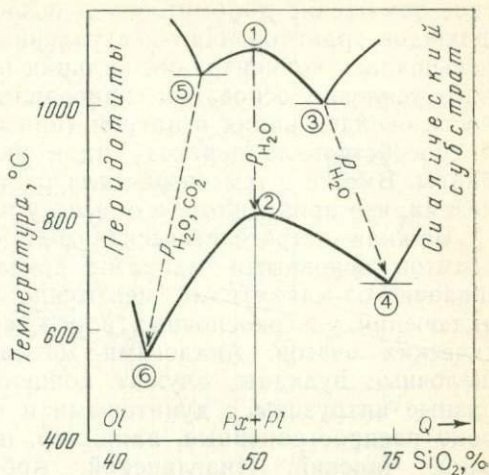


Согласно этим данным, глубинные флюиды, проходя через расплавы, должны обедняться калием, а расплавы — изменять свой состав в направлении усиления в них роли калия относительно натрия. Это отражает наиболее общую тенденцию в развитии магматизма в самых различных геоструктурных условиях. Из этих соотношений следует вывод о натриевом характере метаморфизма, связанного со щелочными магмами, хотя в ходе его эволюции в нем должна проявляться калиевая тенденция.

Развитие на глубине магматических очагов происходит путем замещения магмами вмещающего очаги субстрата и захвата ими останцов от этого замещения, выносимых затем в виде посторонних включений (нодулей) в изверженных вулканических или интрузивных породах. При ультраосновном составе подобных включений, представленных перидотитами, дунитами и оливинитами, в основных магмах неизменно развивается щелочной уклон с переходом базальтов в щелочные базальты, тефриты, базаниты, пироксен-нефелиновые породы с карбонатитами, лампроиты и кимберлиты. Появление же сиалических коровых включений сопровождается противоположными переходами базальтов в андезиты, а габбро — в диориты, гранодиориты, мигматиты и граниты корового типа. Указанные ряды пород отражают усиление флюидно-

Рис. 8. Схема экстремумов температуры окончательной кристаллизации (солидуса) ультраосновных, основных и кислых пород:

1, 2 — относительные максимумы (1 — базальты и долериты, 2 — габбро); 3—6 — минимумы (3 — андезиты, 4 — граниты, 5 — щелочные базальты, тефриты, тералиты, 6 — кимберлиты). Пунктирными стрелками намечено возрастание флюидного давления с переходом от субвулканических к плутоническим фациям, которое сопровождается усилением в породах роли калия, вытесняющего натрий и кальций. Символы минералов: Ol — оливин, Pl — плагиоклаз, Px — пироксен, Q — кварц



магматического взаимодействия с ростом глубины развития магматических очагов и возрастанием флюидного давления на расплавы. Составы их изменяются под воздействием потоков трансмагматических флюидов в направлении сближения их с составами замещаемых пород, но не произвольно, а в соответствии с температурными минимумами плавления пород (рис. 8), отвечающими эктектикам: оливин-пироксен-плагиоклазовым (ряд минимумов от щелочного базальта до кимберлита) и кварц-пироксен-полевошпатовым (андезит-гранитный ряд минимумов). Флюидно-магматическим взаимодействием и стабилизацией с глубиной указанных рядов температурных минимумов и соответствующих составов предельных магм обусловлены, таким образом, важнейшие отклонения от линии автономного развития магматизма (без существенного взаимодействия с вмещающими породами), приводящие к образованию, с одной стороны, щелочных фельдшпатоидных пород (при взаимодействии с ультраосновным субстратом), с другой — андезитов в вулканической фации и гранитов в интрузивной (при взаимодействии с кислым сиалическим субстратом).

Ультраосновные породы, подверженные магматическому замещению, могут быть представлены не только дунитами или перидотитами, но и карбонатными породами, с замещением которых Л. Л. Перчук связывал образование нефелиновых сиенитов Дежневского массива. Аналогичный механизм использовал Д. С. Коржинский для объяснения образования докембрийских нефелиновых сиенитов в пров. Онтарио (Канада), приуроченных к контактам гранитов с доломитами: доломиты замещаются нефелиновыми сиенитами, которые постепенно переходят в сиениты, а затем в нормальные граниты, причем все эти зоны местами прорываются теми же гранитами, так что здесь имеет место магматиче-

ское замещение доломитов под воздействием трансмагматических флюидов гранитов. При поступлении флюидов в доломиты в них повышалась концентрация кальция и магния, а это, ввиду взаимного усиления оснований, приводило к повышению в них активности оксидов калия и натрия (при постоянной их концентрации) и способствовало переходу их в равновесные с флюидами расплавы. Вместе с тем возрастала растворимость во флюидах кремнезема, что приводило к его выносу из магм.

Важная петрогенетическая роль замещения дунитов и перидотитов основными магмами доказывается тем, что развитие щелочного магматизма неизменно сопровождается появлением включений ультраосновных пород, выносимых лавами из магматических очагов. Аналогами магматических очагов, питающих щелочные вулканы, служат концентрически-зональные трубообразные интрузивы с дунитовыми и перидотитовыми ядрами, широко распространенные, например, на Алданском щите (Кондерский, Чадский, Инаглинский, Арбарастахский, Горноозерский и др.). Щелочной характер магматизма в этих массивах усиливается в последовательности возрастания степени магматического замещения в них ультраосновных пород ядра породами более поздних фаз внедрения, тяготеющими к их периферии. С возрастанием степени замещенности ультраосновного ядра замещающие его основные породы во все большей мере вытесняются щелочными.

Развитие щелочного магматизма при взаимодействии его с ультраосновными породами отмечалось М. А. Богомолковым на примере Чадского массива (рис. 9), который представлен наклонным трубообразным телом ультраосновных пород. Щелочные породы в его кольцевом обрамлении развились в лежащем боку, более доступном магматическому замещению под воздействием восходящего потока трансмагматических флюидов, и сохранили нормальную щелочность в всячем боку.

Щелочные породы в автохтонном залегании являются своеобразными «мигматитами по ультраосновным породам» (рис. 10, 11), развиваясь в ходе их магматического замещения, подобного коровым гранитам, в ходе магматического замещения кислых сиалических пород. С глубиной подобное замещение приобретает все более флюидный и низкотемпературный характер, что приводит к отщеплению карбонатитов и формированию лампроитов и кимберлитов. Последние могут быть связаны с магматическим замещением содержащих алмазы перидотитов глубинных зон и могут наследовать их алмазноность. Ряд пород (фельшпатоидные базальты — нефелин — пироксеновые породы с карбонатитами — лампроиты — кимберлиты) характеризует усиление флюидного давления и снижение температуры замещения перидотитов до умеренных и низких значений (около 500 °С), свойственных кимберлитовому магматизму. Таким образом выявляется особая роль

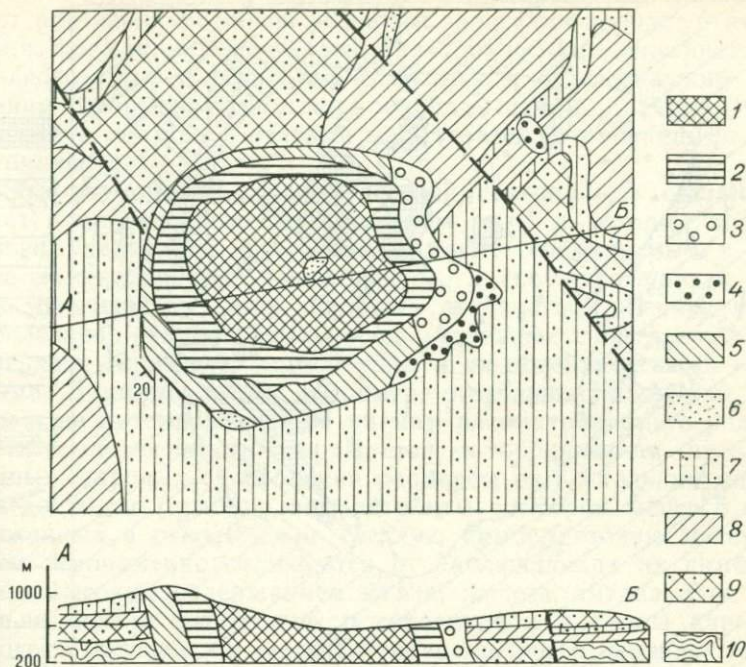


Рис. 9. Схема геологического строения Чадакского ультраосновного щелочного массива на Алданском щите (по М. А. Богомолову):

1 — дуниты; 2 — перидотиты; 3 — оливковые габбро; 4 — диориты; 5 — щелочные габброиды (эссекситы, кенталлениты, шонкинниты); 6 — карбонатные породы и скарны; 7—10 — вмещающие породы (7 — песчаники, алевролиты, аргиллиты; 8 — диабазы; 9 — кварцевые породы и ортокварцы; 10 — гнейсы и мигматиты основания платформы)

процессов магматического замещения гипербазитов (дунитов, перидотитов) в генерации щелочных магм.

Как и в случае корового магматизма, эти процессы развиваются в зависимости от глубинности, определяющей флюидное давление, с ростом которого характер щелочного магматизма изменяется в результате возрастания в породах содержания калия и минералов с летучими компонентами (вначале карбонатов и апатита, а затем водных минералов — амфибола, флогопита и серпентина). В конечном счете возникает ряд формаций ультраосновных — щелочных пород, выделявшихся многими авторами (В. Бреггер, Л. С. Бородин, М. П. Орлова, В. А. Кононова, Е. Д. Андреева и др.).

Наиболее важными в порядке возрастания глубинности (флюидного давления) очагов магматического замещения гипербазитов, с которыми они генетически связаны, являются следующие формации: щелочных базальтов — мелилититов и меланонэфелинитов — ийолитов и уртитов с карбонатитами — альнеитов и тин-

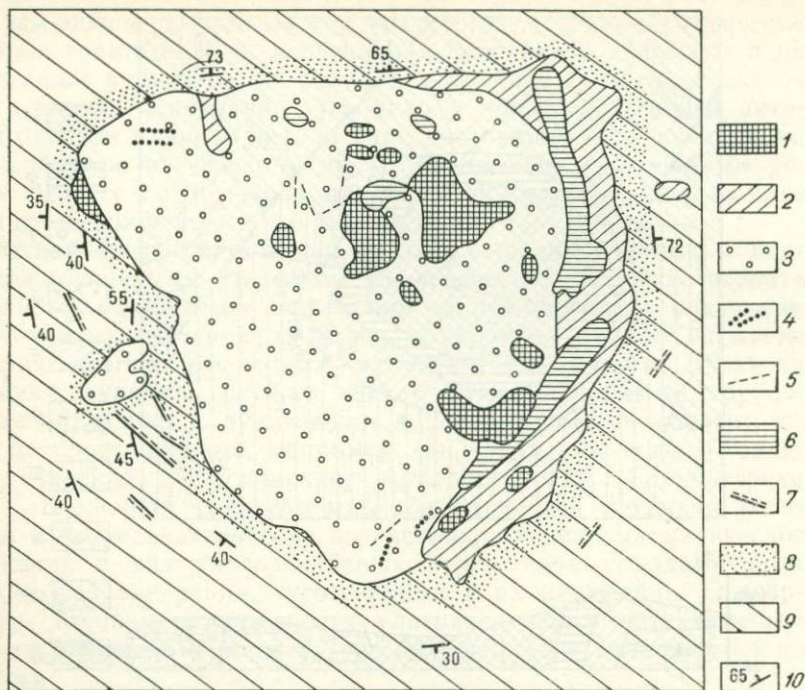


Рис. 10. Схема строения массива Одихинча (Сибирская платформа):

1 — перидотиты и оливиниты; 2 — пироксениты; 3 — ийолит-мельтейгиты; 4 — жилы щелочных и нефелиновых сиенитов; 5 — жилы карбонатитов; 6 — меллититовые породы; 7 — жильные нефелиниты и долериты; 8 — зона контактового метаморфизма; 9 — породы, окружающие массив; 10 — элементы залегания пород

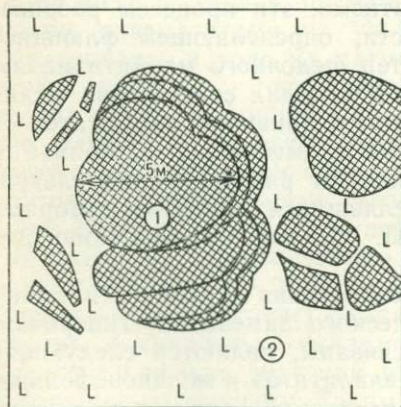


Рис. 11. Останцы от замещения дунита со скорлуповой отдельностью (1) пуласскитом (2) в среднем течении р. Ина-гли.

Зарисовка М. П. Орловой

гуантов (щелочных лампрофиров и лампроитов) — кимберлитов. Этот ряд неоднороден по условиям залегания пород: уртит-ийолитовая формация представлена плутоническими массивами центрального типа, а остальные относятся к вулканическим образованиям (формируют потоки, покровы, дайки, диатремы, трубки взрыва) и связаны с очагами магматической генерации различной глубинности.

Эта глубинность математической генерации в общем возрастает в приведенном формационном ряду, в котором последовательно усиливается флюидность магм, генерируемых в результате замещения ими гипербазитов, и соответственно в расплавах повышается роль явлений жидкостной несмесимости и эксплозивно — брекчиевых пород, связанных с внедрениями магм в верхние горизонты земной коры и их поверхностными извержениями. В кимберлитах, например, отвечающих наиболее флюидным и низкотемпературным магмам рассматриваемого ряда, жидкостная несмесимость выражается в образовании автолитов — темных шаровых обособлений размером от нескольких миллиметров до 20 см (преобладают автолиты размером менее 5 см), погруженных в относительно светлую кимберлитовую массу. Автолиты закономерно отличаются от заключающих их кимберлитов более высоким содержанием калия, железа, титана. Они относительно богаче флогопитом и серпентином и бедны карбонатом. Соответствующие им магмы при внедрении в верхние горизонты земной коры ведут себя менее подвижно по сравнению с богатыми карбонатом кимберлитовыми расплавами, которые вследствие этого раньше достигают приповерхностных зон земной коры и образуют маломощные протяженные дайки богатых карбонатом кимберлитов. Эти дайки прорываются затем трубками «автолитовых» кимберлитов, более бедных карбонатным материалом. Кимберлитовые магмы образуют помимо даек и трубок также силлы, в которых они подвергаются расслаиванию на карбонатную (верхнюю) и кимберлитовую (нижнюю) части (силл Бенфонтейн на юге Африки и др.). Ликвационное отделение карбонатитовых расплавов фиксируется эмульсионными, глобульными и шлировыми текстурами во многих вулканических щелочных породах (пикритах, нефелинитах, фонолитах, тингуайтах и др.), консолидация которых была достаточно быстрой для того, чтобы эти текстуры сохранились.

В пределах каждой формации породы внедряются в гомодромной последовательности в порядке нарастания их щелочности (от оливиновых и пироксеновых пород к нефелиновым), тогда как сами формации могут сменять одна другую в антидромном порядке от натровых лейкократовых пород (ийолитов и уртитов) через альнеиты и тингуайты к кимберлитам (наиболее меланократовым ультраосновным породам калиевого типа). Эта последовательность определяется возрастанием флюидного давления,

способствующего усвоению магмами вещества замещаемых ими гипербазитов, что сопровождается концентрацией калия в большей мере, чем натрия.

При этом увеличивается также глубинность очагов, максимальная в формации кимберлитов, содержащих включения алмазонасных пироповых перидотитов и эклогитов. В трубчатых мало-глубинных интрузивах перидотитов, в которых прослеживается замещение их ийолитами, уртитам и карбонатитами, пироповые перидотиты не встречаются.

Широко распространены представления о замещении кимберлитовыми магмами пироповых перидотитов и эклогитов в мантии на глубинах 150—200 км (при давлении 4—6 ГПа) в области непосредственной кристаллизации алмаза и его спутников, однако это не подтверждается петрографическими данными. Среди минералов, кристаллизовавшихся из кимберлитовой магмы, отсутствуют их плотные модификации (например, арагонит). Все минералы высокого давления, находимые в этих породах, относятся к перидотитовому или эклогитовому, а не к кимберлитовому парагенезису. Они являются реликтовыми, унаследованными кимберлитовыми магмами при магматическом замещении интрузивных пироповых перидотитов и эклогитов, которые и сами весьма неоднородны. В них устанавливаются наложения на минералы, кристаллизовавшиеся в условиях высокого (мантийного) давления и минерализации умеренных (коровых) давлений. Они завершаются образованием шпинель-пироксеновых и флогопитовых келифитовых кайм вокруг зерен граната, отвечающих давлению не выше 1,0—1,5 ГПа (ассоциация глиноземистого энстатита со шпинелью). Замещение кимберлитовыми магмами перидотитов происходило после появления в них келифитовых кайм вокруг зерен граната и локального развития катаклаза. Все это приводит к представлению о развитии щелочного магмообразования в земной коре, хотя и на различных уровнях глубинности (при неодинаковом флюидном давлении), возрастающей в ряду формаций щелочных базальтов — ийолитов, уртитов и карбонатитов — альнеитов и тингуаитов — кимберлитов.

В этом ряду вулканические формации связаны с глубинными очагами щелочной магмогенерации, а плутоническая ийолитовая формация, возможно, является автохтонной. Она выделяется также исключительно высокой продуктивностью, с ней связаны месторождения железа, титана, фосфора, редких и редкоземельных металлов, флогопита.

Основой развития очагов щелочной магмогенерации служат внедрения гипербазитов в земную кору, наглядно представленные в кольцевых интрузивах, в которых они составляют первую фазу внедрения, нередко существенно оторванную по времени от более поздних фаз, представленных габбро, мелилитовыми и пироксеннефелиновыми породами, карбонатитами.

Существуют различные представления о механизме внедрения гипербазитов в земную кору. Нередко их тела рассматриваются в качестве пластин и диапиров мантийного вещества, перемещенного в земную кору в твердом или пластичном состоянии. Однако петрографические данные свидетельствуют больше в пользу их интрузивной природы. Неоднородностями состава минералов в гипербазитах фиксируется магматическая кристаллизация как в глубинных магматических очагах (образование интрателлурических минералов), так и в коровых камерах их окончательной консолидации. По-видимому, мантийное пикритовое вещество подвергалось полному плавлению под воздействием глубинных флюидов с последующим расслоением расплавов базит-гипербазитового типа, которое наглядно представлено в расслоенных интрузивах габбро (норит)-перидотитового типа.

Расслаивание происходило на различных глубинных уровнях, как об этом можно судить по контрастным базит-гипербазитовым ассоциациям пород, охватывающим громадный диапазон давления — от ассоциации алмазонасных перидотитов и эклогитов, вносимых в виде нодулей кимберлитовыми магмами из глубинных зон, до дунит-троктолитовых и перидотит-габбровых ассоциаций офиолитовых (эвгеосинклинальных) и платформенных расслоенных интрузивов. Базит-гипербазитовое расслоение представляло главный процесс магматической дифференциации в очагах, питающих базальтовые вулканы. Во многих из них излияния базальтовых лав завершались внедрениями гипербазитовых расплавов, которые обычно не достигали поверхности, а образовывали на глубине трубообразные тела перидотитов (штоки), устанавливаемые под вулканами геофизическими методами. На основе этих внедрений и формировались очаги щелочного магматизма, часто приходившего на смену базальтовому вулканизму в развитии магматических циклов. Переход к щелочному вулканизму сопровождался неизменным появлением в лавах включений перидотитов.

Трубообразные тела гипербазитов, в различной степени замещенные породами широкого диапазона щелочности, дают некоторое представление о глубинных очагах, питающих вулканизм трапповой формации Сибирской платформы, на стадии развития в ней щелочного магматизма. Эти интрузивы прослеживаются по геофизическим данным на большие глубины (часть их разведана скважинами до глубины 2 км). Процессы магматического замещения перидотитов локализованы в пределах трубообразных тел перидотитов и почти не распространяются во вмещающие породы, даже если последние представлены доломитами, как об этом можно судить на примере интрузива Кугда, наклоненного к юго-востоку и занимающего в плане площадь около 16 км² (рис. 12).

Этот массив сложен оливинитами, а также мелилитовыми и щелочными породами (мелилитовыми оливинитами, кугдитами,

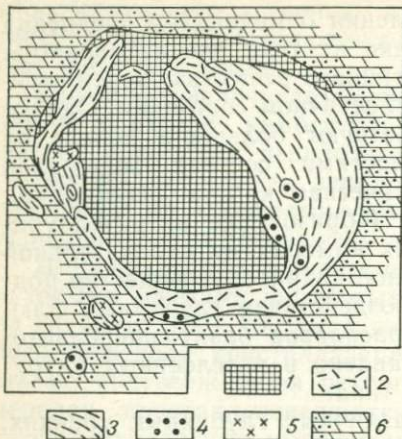


Рис. 12. Схема геологического строения интрузива Кугда (по Л. С. Егорову): 1 — оливиниты и флогопит-оливиновые породы; 2 — мелилитовые породы (ункомпагриты и кугдиты); 3 — якупирангиты, мельтейгиты и оливиновые мельтейгит-порфиры; 4 — ийолиты и уртиты; 5 — щелочные сиениты; 6 — кембрийские доломиты (точками обозначены контактово-измененные разновидности)

ункомпагритами, нефелиновыми якупирангитами, мельтейгитами, ийолитами и др.), имеющими возраст около 260 млн. лет. Мелилитовые оливиниты и кугдиты представлены оливином, мелилитом и оксидами железа и титана, замещаемыми перовскитом. На границах зерен оливина и мелилита имеются каемки монтichelлита. Ункомпагриты сложены мелилитом и диопсидом, местами нефелином. Мельтейгиты, ийолиты, уртиты содержат апатит, оксиды железа и титана, перовскит. В эндоконтактных зонах они приобретают порфировое сложение и переходят в ийолит-порфиры. Вмещающие массив доломиты метасоматически преобразованы в контактовой зоне. Магматические щелочные породы (ийолиты и др.) имеют в доломитах незначительное распространение (в основном в виде даек), тогда как в перидотитовом массиве они слагают его примерно наполовину. Очевидно, для экстенсивного развития замещения основными магмами необходимо наличие в замещаемых ультраосновных породах кремнезема и глинозема. В этом заключается специфика рассматриваемой генерации щелочных магм в результате развития базитового магматизма в гипербазитовом субстрате в отличие от образования щелочных пород при внедрении кремнекислых гранитных расплавов в магнезиальные карбонатные отложения. Соответственно различаются два формационных ряда щелочных пород, связанных с магматическим замещением ультраосновного субстрата, входящих в ассоциацию, с одной стороны, с дунитами и перидотитами, по отношению к которым они являются более поздними образованиями, а в другой — с гранитами, которые могут внедряться в щелочные породы.

Щелочные магмы, как и любые другие, могут кристаллизоваться на месте своей генерации или внедряться на более высокие уровни земной коры и формировать интрузивы. В связи

с интрузивами возникают только узкие зоны роговиков, тогда как широкие метаморфические преобразования вмещающих пород с ними, как правило, не прослеживаются, а генерация магм в ходе магматического замещения всегда сопровождается очень интенсивным воздействием как на замещаемые перидотиты, так и на вмещающие породы, которые превращаются в фениты.

Перидотиты и оливиниты при этом замещаются кортландитами, флогопитовыми перидотитами и подвергаются интенсивной пироксенизации (замещению клинопироксеном с различным содержанием в нем эгириновой составляющей). В образующихся таким путем пироксенитах развиваются прожилки, скопления и отдельные порфиробласты нефелина. Зерна существенно диопсидового пироксена исходных пород перекристаллизовываются, укрупняются, приобретают диопсидовый или эгирин-диопсидовый состав, замещаются с периферии эгирином. Они неоднородны не только по составу, но и по структурно-текстурным особенностям. Контакт с пироксенитами напоминает брекчию, сцементированную ийолитом, и нередко характеризуется полосчатой текстурой. По мере удаления от него нефелин-пироксеновые породы утрачивают брекчиевидность или гнейсовидность, превращаясь в массивные равномерно-зернистые магматические породы. Во внешних зонах фенитов минеральный состав значительно богаче и разнообразнее, чем во внутренних. В них кроме нефелина и пироксена часто отмечаются титанистый гранат (шорломит), биотит или флогопит, амфибол, мелилит, апатит, кальцит.

Магматическое замещение гипербазитов, сопровождающееся генерацией щелочных расплавов и придающее щелочной характер трансмагматическим флюидам, вызывающим метаморфические преобразования пород, развивается в глубинных очагах. Они могут служить источником растворов, вызывающих щелочной метаморфизм на более высоких уровнях земной коры, где непосредственные связи его со щелочным магматизмом, наглядно выраженные в кольцевых щелочных ультраосновных интрузивах, уже не прослеживаются. Однако сохраняется геохимический характер щелочного метаморфизма и остаются структурные корреляции с гипербазитовым магматизмом, по отношению к которому он является более поздним наложенным процессом, как и в кольцевых интрузивах.

Наиболее ярко щелочной метаморфизм проявлен в офиолитовых эвгеосинклинальных поясах, в которых с ним связаны амфиболиты, глаукофановые, альбит-хлоритовые, жадеитовые, кварцлавсонитовые сланцы, цеолитовые породы и спилиты. Размещение метаморфических проявлений этого типа в офиолитовых поясах контролируется базит-гипербазитовыми массивами, залегающими во вмещающих вулканогенно-осадочных толщах в виде силлов, лополитов, пластин или неправильных залежей. Наиболее интенсивные метаморфические проявления обычно приурочены

к подошвам базит-гипербазитовых массивов и развиваются как по подстилающим их вулканогенно-осадочным породам, так и по расслоенным габброидным комплексам, залегающим в их основании и представленным троктолитами, норитами, габбро и пироксенитами (с редкими прослоями гипербазитов). Эти нижние расслоенные комплексы залегают непосредственно под массивными гипербазитами (дунитами и гарцбургитами), по отношению к которым прослеживаются их явная слоистость и так называемая скрытая расслоенность, выражающаяся в повышении величины Fe/Mg (железистости) сверху вниз по разрезам интрузивных тел. Такое строение расслоенных габброидных комплексов наследуется замещающими их метаморфическими породами, что определяет общую полосчатую текстуру и закономерные вариации состава минералов в разрезах (возрастание их железистости с удалением от слоев магнезиальных гипербазитов). Наиболее детально эти соотношения прослежены на Кемпирсайском офиолитовом массиве Южного Урала [21], в основании которого залегают полосчатые метаморфические породы (гранатовые амфиболиты, горнблендиты и сланцы), заместившие расслоенный комплекс троктолитов, габбро и пироксенитов редкими подчиненными им прослоями гипербазитов (рис. 13, 14). Метаморфические породы унаследовали как первичное ритмично-полосчатое строение габбро-троктолитового комплекса, так и его скрытую расслоенность (возрастание железистости пород сверху вниз по разрезу с удалением от комплекса массивных дунитов и гарцбургитов).

Таким образом, в офиолитовых эвгеосинклинальных формациях (вдоль континентальных окраин) и в срединно-океанических хребтах базис-гипербазитовый магматизм низкой и нормальной щелочности, свойственный активным периодам их развития (высокой спрединговой активности), сменяется щелочным магматизмом или метаморфизмом натриевого характера по мере созревания этих структур и потери ими спрединговой активности (с переходом к обстановке сжатия). И те и другие (магматические и метаморфические) щелочные проявления генетически связаны с глубинными магматическими очагами, развивающимися в ультраосновном субстрате и приобретающими под его влиянием щелочную (натриевую) специализацию.

Фациальные зоны в геосинклинальных прогибах подразделяются на карбонатно-терригенные, располагающиеся ближе к континентам, и осадочно-вулканогенные офиолитовые в нижней части разрезов и карбонатно-терригенные в верхней.

Специфика офиолитовых формаций геосинклиналей свидетельствует об образовании их на океанической коре, вблизи континентальных массивов (областей сноса терригенного материала). Породы офиолитовых формаций характеризуются высокой остаточной намагниченностью, поскольку в их состав входят серпен-

Рис. 13. Геологическое строение восточного контакта Кемпирсайского офиолитового массива на Южном Урале. По Н. А. Панеях и С. Ф. Соболеву [21].

a — общий вид, *b* — детализация:
 1 — массивные дуниты и гарцбургиты; 2 — переслаивание дунитов (серпентинитов), амфиболовых перидотитов, пироксенитов и габбро; 3, 4 — реликты первичных пород в амфиболитах (3 — амфиболовые перидотиты, 4 — троктолиты); 5 — амфиболиты с гранатом; 6 — цолиитовые тонкосланцевые амфиболиты; 7 — диафориты и сланцы, образовавшиеся предположительно по вмещающим основным вулканическим породам; 8 — элементы залегания. Цифры в кружках: 1 — дунит-гарцбургитовый Кемпирсайский массив; 2 — вмещающие палеозойские породы (девон, 397 млн лет)

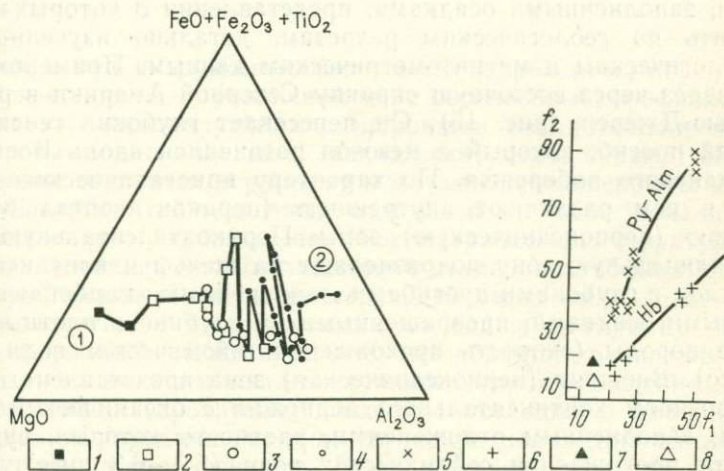
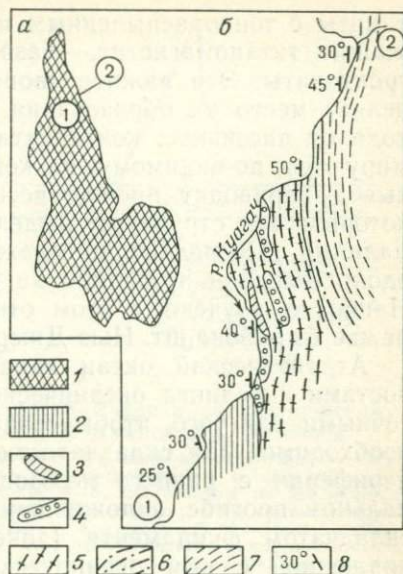


Рис. 14. Петрохимическая диаграмма нижнего полосчатого комплекса Кемпирсайского офиолитового массива. По Н. А. Панеях и С. Ф. Соболеву [21].

1 — амфиболитизированные серпентинизированные перидотиты; 2 — пироксениты и горилбелиты; 3 — троктолиты; 4 — габбро и амфиболиты; 5 — 8 — минералы (5 — гранат, 6 — роговая обманка, 7 — моноклинный пироксен, 8 — оливин); f_1 — железистость пород (массовая доля, %), f_2 — железистость минералов, *Py-Alm* — гранаты пироп-альмандинового ряда, *Hb* — роговая обманка. Цифры в кружках (1 и 2) соответствуют крайним точкам геологического разреза на рис. 13

тиниты с тонкораспыленным магнетитом и другие породы, содержащие титаномагнетит, — базальты, долериты, габбро, нориты и троктолиты. Это важное свойство офиолитовых формаций определяет место их образования в геосинклинальной области перехода от пассивных континентальных окраин к океану. Они формируются, по-видимому, на континентальном подножии. К такому выводу приводят прежде всего геофизические данные, согласно которым эти структуры выделяются сильными магнитными аномалиями. Последние прослеживаются в Атлантическом океане вдоль Америки и Африки на расстоянии 100—150 км от берега. Наиболее изучено в этом отношении Североамериканское побережье (в районе шт. Нью-Джерси).

Атлантический океан характеризуется незначительными скоростями спрединга океанического дна (0,3—3,0 см/год), недостаточными для того, чтобы создавалось тектоническое напряжение, необходимое для складчатости осадков, накапливающихся по его периферии с раннего мезозоя в циркумокеаническом геосинклинальном прогибе, заложившемся на разрушенном и погребенном складчатом фундаменте (докембрийском и палеозойском) и сопряженной с ним океанической плите, испытывающей глубокое погружение. Континентальная и океаническая структуры в таком сочетании не могут независимо горизонтально перемещаться и геодинамически объединяются в комплексные литосферные плиты (геоблоки). Они разделены в последних геосинклинальными прогибами, заполненными осадками, представления о которых можно составить по геологическим разрезам, детально изученным по сейсмологическим и магнитометрическим данным. Примером служит разрез через восточную окраину Северной Америки в районе шт. Нью-Джерси (рис. 15). Он пересекает глубокий геосинклинальный прогиб, который с мезозоя развивался вдоль Восточноамериканского побережья. По характеру кристаллического основания в нем различают внутреннюю (периконтинентальную) и внешнюю (периокеаническую) зоны. Периконтинентальную миогеосинклинальную зону подразделяют на шельф и континентальный склон с глубокими прогибами, заполненными карбонатно-терригенными осадками, превращенными на глубине в плотные осадочные породы (скорость прохождения сейсмических волн 4,1—4,5 км/с). Внешняя (периокеаническая) зона представлена глубоким прогибом континентального подножия с океаническим основанием, заполненным отложениями, плотность которых, судя по скорости прохождения сейсмических волн (5,0—6,3 км/с), существенно выше плотности осадочных пород, хотя и уступает плотности пород базальтовой океанической коры (скорость волн 7,0—7,3 км/с). С отложениями этого прогиба связана крупная магнитная аномалия, протягивающаяся вдоль всей периферии Атлантического океана. Это указывает на осадочно-вулканогенный характер отложений континентального подножия и на вероятное при-

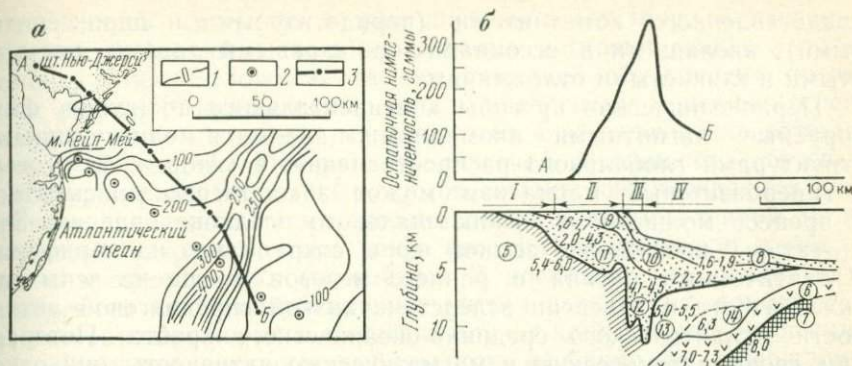


Рис. 15. Строение восточной окраины Северной Америки по сейсмическим и магнитометрическим данным Ч. Дрейка, У. Джедса, Дж. Уоткина.

На плане (а) показан сейсмический профиль (А—В); 1 — изолинии остаточной намагниченности в гаммах (1 гамма=0,79 мА/м), 2 и 3 — гравиметрические и сейсмические станции. Магнитная аномалия (б) показана на разрезе А—В, построенном по сейсмическим данным: I—IV — структурные зоны (I — континент, II — шельф, III — континентальный склон, IV — континентальное подножие). Цифры в кружках: 5—14 — типы пород и скорости прохождения преломленных волн (км/с): 5 — континентальная кора, представляющая докембрийский складчатый фундамент (5,4—6,0); 6 — океаническая базальтовая кора (7,0—7,3); 7 — мантия (8,0); 8 — океанические рыхлые отложения (1,6—1,9); 9 — шельфовые рыхлые отложения (1,6—1,7); 10 — осадочные породы континентального подножия (2,2—2,7); 11 — карбонатно-терригенные осадочные породы шельфа (2,0—4,3); 12 — карбонатно-терригенные породы в геосинклинальных глубоких прогибах континентального склона (4,1—4,5); 13, 14 — отложения континентального подножия офиолитового типа с высокой остаточной намагниченностью в глубоких прогибах океанической коры; 13 — вулканогенно-осадочные (5,0—5,5); 14 — вулканогенные (6,3)

существование в них интрузивных базитов и гипербазитов, образующих пластовые залежи, в различной мере расслоенные, в офиолитовых формациях, ассоциирующих с шаровыми базальтовыми лавами, кремнистыми и глинистыми (аспидными) отложениями. Их формирование относится к раннему мезозою. Они перекрыты мощной толщей карбонатно-осадочных отложений и недоступны для непосредственного наблюдения. Рассматриваемая структура все еще находится на геосинклинальной стадии прогибания и не испытывает складчатости и последующей инверсии. Однако изучение складчатых и эродированных на большую глубину офиолитовых формаций показывает, что гипербазитовые залежи в них там, где они не испытывали тектонического перемещения в твердом состоянии (протрузии), залегают согласно с вмещающими осадочными породами, причем согласно положение занимает и их внутренняя расслоенность. Эти и многие другие признаки свидетельствуют о том, что гипербазиты внедрялись в еще не дислоцированные осадочные отложения и затем вся толща подверглась складчатости. Сопряженность ультрамафитового магматизма с процессом осадконакопления (с аккумулятивным периодом развития геосинклиналей) в еще большей мере подчеркивается развитием гипербазитового глубоководного вулканизма,

представленного коматитами (перидотитовыми и пироксенитовыми), входящими в ассоциацию с шаровыми лавами, кремнистыми и глинистыми отложениями.

Периокеанические прогибы континентального подножия, фиксируемые магнитными аномалиями, являются единственными структурами глобального распространения, в которых базитовый и гипербазитовый магматизм может закономерно вписываться в процесс мощного эвгеосинклинального осадконакопления. Эти структуры прогибания земной коры сохранились на периферии Атлантического океана с раннего мезозоя и еще не испытали складчатости и инверсии вследствие низкой спрединговой активности Атлантического срединно-океанического хребта. Потерявшие свою тектоническую и магматическую активность, они относятся к типу пассивных континентальных окраин, к которым приурочены миогеосинклинальные прогибы мощного осадконакопления. На ранних стадиях эволюции они подразделялись на периконтинентальную (миогеосинклинальную) и периокеаническую (эвгеосинклинальную) фациальные зоны. В последней происходил подводный вулканизм в связи с формированием офиолитов, приуроченность которых к структурам рассматриваемого типа отмечалась Р. Колменом в докладе «Офиолиты пассивных континентальных окраин» на 27-м Международном геологическом конгрессе в Москве.

Офиолитовые формации образуются в глубоких эвгеосинклинальных прогибах, затем они перекрываются мощными толщами терригенных (песчано-глинистых) и карбонатных отложений и в результате занимают нижние части геосинклинальных разрезов, обнажаясь в результате складчатости, орогенеза и глубокой эрозии складчатых сооружений. Первичные взаимоотношения пород в них осложнены и затушеваны наложением альпинотипной тектоники (складчатостью, метаморфизмом и шарьяжными надами) и прослеживаются фрагментарно. Тем не менее их исследование позволяет воссоздать общую картину геодинамического развития эвгеосинклиналей. Формации магматических пород в них сходны на ранних стадиях с формациями срединно-океанических хребтов, к которым приурочена так называемая эмбриональная офиолитовая формация. Она отличается от офиолитовых формаций эвгеосинклиналей главным образом небольшой мощностью осадочных отложений, так как срединно-океанические хребты являются, в отличие от эвгеосинклиналей, структурами, удаленными от континентов (областей сноса терригенного материала). Учитывая сходство магматических формаций эвгеосинклиналей и срединно-океанических хребтов, можно считать, что растяжение и прогибание земной коры в стадии заложения эвгеосинклиналей имело глобальные масштабы. Оно не ограничивалось этими хребтами, а охватывало обширные области, включая окраины океанов и континентов. Континентальная кора при этом

подвергалась утонению и разрушению вследствие образования морских депрессий и геосинклинальных котловин мощного осадконакопления. Заложение эвгеосинклиналей обусловлено развитием рифта, относящегося к периокеаническому и периконтинентальному типам, с которыми связывается возникновение офиолитовых формаций. Потеря спрединговой активности рифтовых структур и развитие в них режимов сжатия сопровождаются внедрением щелочных магматических пород или проявлением метаморфизма натриевого типа как в срединно-океанических хребтах, так и в офиолитовых формациях. В последних это реализуется изменением типа гипербазитовых интрузивов (дунит-гарцбургитовые ассоциации пород вытесняются дунит-клинопироксенитовыми) и повышением щелочности базальтов, особенно по содержанию в них калия. При отсутствии щелочного магматизма его место может занимать метаморфизм пород натриевого характера. Наряду с этим прослеживаются и вертикальные движения земной коры, проявляющиеся в смене глубоководного осадконакопления (глинисто-кремнистого) более мелководным (граувакковым), что отражает разуплотняющее воздействие метаморфизма на глубинные зоны.

С потерей магматической активности периокеанические прогибы превращаются в периокеанические миогеосинклинальные прогибы, заполняемые осадками, сносимыми с континентов, как по периферии Атлантического океана. Это их состояние соответствует низкой активности Срединно-Атлантического хребта, представляющего в настоящее время пассивную спрединговую структуру с проявлениями вдоль нее щелочного магматизма и натриевого метаморфизма. В такой обстановке океаническая и континентальная земные коры входят как бы в единую геодинамическую структуру (геоблок, оконтуренный пассивными срединно-океаническими хребтами), хотя они и разделяются миогеосинклинальными прогибами, заполняющимися осадками.

Интенсивная складчатость и надвиговые деформации в офиолитовых формациях относятся к следующему этапу их развития и связаны с усилением активности срединно-океанических хребтов. В результате этого образуются подвижные океанические плиты (литосферные плиты),двигающиеся в стороны от срединно-океанических хребтов и создающие сильные стрессовые напряжения на окраинах континентов, под воздействием которых геосинклинальные отложения подвергаются складчатости и другим деформациям, а океанические плиты начинают проявлять тенденцию к соскальзыванию (субдукции) под образовавшиеся складчатые сооружения. Этим объясняется возрастание сейсмической активности на континентальных окраинах и распространение в их пределах глубокофокусных землетрясений. Геоблоки, оконтуренные срединно-океаническими хребтами, распадаются при этом на литосферные плиты, находящиеся в сложном геодинамическом

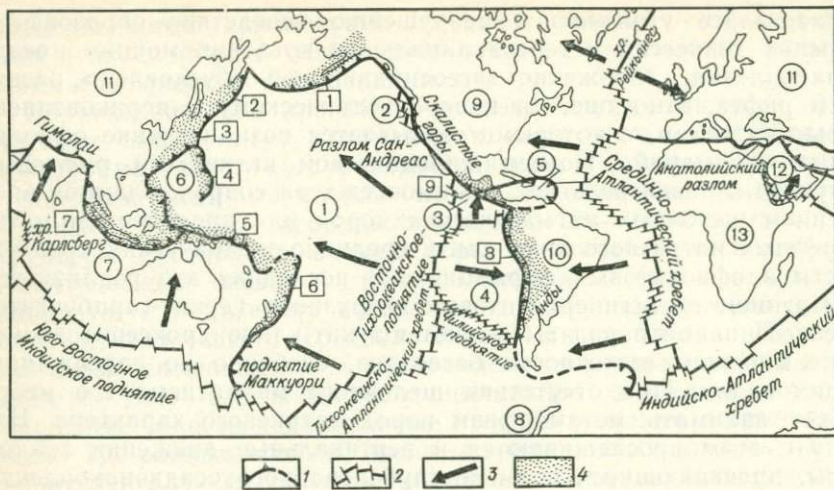


Рис. 16. Схема плитной тектоники. По Дж. Дьюи и В. Н. Жаркову, с изменениями:

1 — глубоководные желоба (сочленения его блоков с океаническими плитами); 2 — срединно-океанические хребты (сочленения океанических плит); 3 — направления движения плит; 4 — области глубоководных землетрясений и андезитового вулканизма. Цифры в кружках: океанические плиты 1—6 (1 — Тихоокеанская, 2 — Горда, 3 — Кокос, 4 — Наска, 5 — Карибская, 6 — Филиппинская); 7—13 — геоблоки, в которых объединяются континентальные и океанические типы коры, разделенные геосинклинальными прогибами осадконакопления (7 — Индо-Австралийский, 8 — Антарктический, 9 — Северо-Американский, 10 — Южно-Американский, 11 — Евразийский, 12 — Аравийский, 13 — Африканский). Цифры в квадратах — глубоководные желоба: 1 — Алеутский, 2 — Курило-Камчатский, 3 — Японский, 4 — Марианский, 5 — Ново-Гибридийский, 6 — Кармадек-Тонга, 7 — Яванский, 8 — Перуанско-Чилийский, 9 — Мексиканский

взаимодействии. На рис. 16 представлена общая система литосферных плит (континентальных и океанических) и геоблоков — глобальных континентально-океанических структур, околупленных срединно-океаническими хребтами. Сопряжения континентальных и океанических литосферных плит относятся к активным (орогенным) континентальным окраинам. Они являются составной частью геодинамических систем со срединно-океаническими хребтами высокой спрединговой активности, что определяет их интенсивное сжатие, которое периодически реализуется в глубоководных землетрясениях. Такой режим определяет специфичность петрогенезиса орогенных складчатых поясов, устойчивую связь с ним процессов дебазификации, отчетливо выраженных во всех звеньях его проявления (метаморфических и магматических).

С метаморфизмом в стадию орогенеза связывается разуплотнение вещества глубинных зон, сопровождающееся увеличением мощности коры (до 70—80 км) и образованием «корней гор», что является причиной орогенного воздымания складчатых поясов. Это дебазифицирующее воздействие восходящих флюидных потоков, приводящее к увеличению мощности коры и ее воздыманию,

является прямым следствием устойчивого режима сжатия орогенных поясов, противоположного режиму спрединговых зон, характеризующихся утонением коры и образованием депрессий земной поверхности. Среди магматических пород орогенных поясов главную роль играют в вулканической фации андезиты, а в плутонической — граниты, которые таким образом геологически соответствуют друг другу. Генетические взаимоотношения этих пород хорошо объясняются построениями на диаграмме (см. рис. 8). На ней переход от вулканической фации к плутонической (с возрастанием флюидного давления) сопровождается смещением температурного минимума плавления кварцсодержащих пород (кварц-пироксен-полевошпатовой эвтектики) с андезитов на граниты. Происхождение андезитов и гранитов, исходя из этих соотношений, может быть обусловлено сходными процессами магматического замещения сиалического субстрата при разрастании магматических очагов, но в условиях различного флюидного режима. При низком флюидном давлении, свойственном очагам вулканической фации, внедрение основных расплавов в сиалический субстрат и развитие в нем магматического замещения должно стабилизировать расплавы среднего состава, отвечающего андезитовому минимуму температуры, а при возрастании флюидного давления при переходе к плутонической фации минимум температуры смещается на граниты.

Такие соотношения хорошо соответствуют геологическому материалу. Действительно, извержения андезитов в ходе развития орогенного вулканизма, как правило, предшествуют излияниям базальтов, которые сменяются затем лейкократовыми базальтами и андезитами, лавы которых выносятся на поверхность Земли включения сиалических пород (гранитов, мигматитов, гнейсов, кварцито-гнейсов, кварцитов). По этим включениям можно судить о составе субстрата, вмещающего глубинные очаги и подвергающегося замещению базальтовыми и андезитовыми магмами. Наличие этих включений приводило некоторых исследователей к представлению о гибридной природе андезитов, но их выдержанный состав, соответствующий температурному минимуму (см. рис. 8), противоречит этому. В образовании андезитов определенную роль играют процессы кристаллизационной дифференциации и проявления в магмах жидкостной несмесимости, зафиксированной в текстуре андезитобазальтовых вариолитов.

Развитие гранитного магматизма в орогенных поясах тесно связано с метаморфическими преобразованиями пород, причем связь между этими явлениями выражена различно в фациях средней и большой глубинности.

В зонах средней глубинности, охваченных метаморфизмом умеренных и низких ступеней (обычно в фанерозойских складчатых поясах), гранитизация имеет прогрессивный характер. Типичной формой ее проявления в этих условиях служат гранито-гней-

совые купола, которые могут развиваться в породах различного состава (в метапелитах и метабазитах), хотя в общем наличие сиалического субстрата — это необходимое условие их развития. Купола окружены зонами прогрессивного метаморфизма вмещающих пород, который может быть установлен по характеру зональности зерен минералов (например, граната), встречающихся в метапелитовых породах (внутренние части их обогащены железом и марганцем, а периферические — магнием). По этой зональности минералов новообразованные гранитогнейсовые купола отличаются от выступов гранулитового фундамента в фанерозойских складчатых поясах, испытавших регрессивный метаморфизм при их гранитизации.

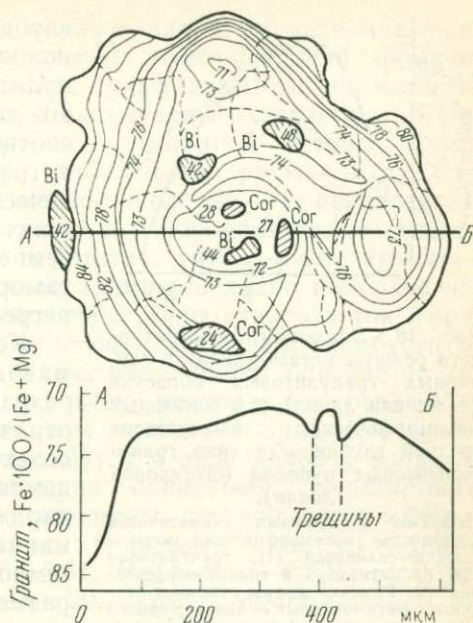
Интенсивное изменение состава пород в ходе формирования гранитогнейсовых куполов наглядно проявляется в зеленокаменных (первично вулканогенных) поясах, например на Урале. В подобных куполах прослеживается развитие биотита, обусловленное привнесением калия в зеленые сланцы. Как в биотит-сланцевых, так и в гнейсовых комплексах устанавливаются реликты продуктов раннего метаморфизма: спилитов, альбит-хлоритовых сланцев, гранатовых амфиболитов с пироксеном или без него, оливин-энстатитовых и антофиллитовых пород (Мугоджарский, Мурзинский, Сысертско-Ильменогорский и другие комплексы).

В гнейсовых комплексах отчетливо намечается стадия плагиогнейсов и более поздних образований калиевого ряда, представленных порфиروبластическими очковыми гнейсами, богатыми калиевым полевым шпатом. Они приурочены преимущественно к периферическим частям гнейсовых массивов. Гранитогнейсовые купола закономерно вписываются в общую нередко широкую метаморфическую зональность этих структур, составляя в них максимально высокотемпературные зоны («оси метаморфизма», по образному выражению японских геологов).

В глубинных зонах гранулитового метаморфизма гранитообразование получает особенно широкое распространение, сопровождаясь дебазификацией пород, развитием мигматитов и гранитов. По отношению к гранулитовому метаморфизму это процессы регрессивного характера, сопровождающиеся гидратацией темноцветных минералов с замещением пироксенов роговой обманкой и биотитом и образованием обратной зональности минералов, особенно ярко выраженной в зернах граната.

Анализ этой зональности по отношению к сосуществующим минералам (корднерит, биотит и др.) позволил Л. Л. Перчуку и др. [38] количественно показать, что с переходом от гранулитового метаморфизма к стадии гранитизации происходит снижение не только температуры, но и литостатического давления, что объясняется орогенным воздыманием складчатых поясов и эрозией горных сооружений. Мигматизированные гранулиты Алданского щита могут служить хорошим примером развития подобной зо-

Рис. 17. Зональное строение зерна граната в мигматизированном биотит-кордиеритовом гнейсе в архее Алданского щита. По Л. Л. Перчуку и др.



нальности в зернах граната (рис. 17), в котором железистость возрастает (с 71 до 85) в связи с выносом магния вдоль трещин и с краев его зерен. Рисунок показывает соотношение железистости граната и равновесных с ним минералов кордиерита (24—28) и биотита (44—48), характерное для перехода от высокотемпературного гранулитового метаморфизма (в центре зерна: гранат 71, биотит 44) к более низкотемпературному метаморфизму стадии гранитизации (край зерна: гранат 85, биотит 42). Типичной картиной является возрастание железистости минералов при замещении метаморфических пород мигматитами и гранитами. Увеличение общей железистости связано с процессом дебазификации гнейсов и сланцев, при котором происходит вынос оснований, причем интенсивность этого выноса понижается в последовательности CaO—MgO—FeO , так что отношение FeO/MgO возрастает. Этот процесс также способствует развитию обратной зональности в зернах граната. Железистость последнего в ходе развития мигматитов повышается не только с краев зерен, но и вдоль сети трещин.

Таким образом, с возрастанием глубины минералообразования и соответствующим повышением флюидного давления температура развития гранитного магматизма несколько снижается (см. рис. 1), а метаморфизм, наоборот, приобретает более высокотемпературный характер. Соответственно переход от фаций средней

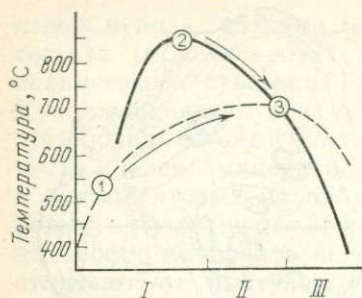


Рис. 18. Эволюция температурного режима метаморфизма в глубинных гранулитовых областях (сплошная линия) и в зональных метаморфических комплексах средней глубинности типа гранитогнейсовых куполов (штриховая линия).

Цифрами в кружках схематически обозначены метаморфические зоны — слюдяно-сланцевая (1), гранулитовая (2), мигматизации и гранитообразования (3). Римские цифры отвечают стадиям метаморфизма — прогрессивного (I), ультраметаморфизма (II), регрессивного и диафореза (III). Стрелками обозначены переходы от метаморфизма к мигматизации и гранитообразованию прогрессивного характера в гранитогнейсовых куполах (1→3) и регрессивного характера в глубинных гранулитовых зонах (2→3).

проблема пространства при становлении гранитных плутонов, которая решалась раньше исходя из представления чисто механического замещения магмой блоков земной коры (гипотеза обрушения кровли). Концепция магматического замещения позволила определить принципиальное отличие магматизма корового типа (преобладающими породами являются граниты) от мантийного, в продуктах развития которого доминируют базальты. Принципиальное различие обоих типов магматизма статистически выявлено в результате обобщения петрохимических данных: были получены два максимума распространенности пород, соответствующие базальтам и гранитам.

МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Генетическая связь эндогенного рудообразования с магматизмом не вызывает сомнений и с давних времен используется при поисковых работах. Однако ее природа и конкретные механизмы во многом остаются нераскрытыми.

глубинности (гранитогнейсовых куполов) к глубинным областям гранулитового метаморфизма сопровождается радикальным изменением соотношений между метаморфизмом и гранитообразованием, что схематически отображено на диаграмме (рис. 18). По отношению к высокотемпературному гранулитовому метаморфизму гранитизация является регрессивным процессом.

Концепция гранитизации как магматического замещения была разработана Д. С. Коржинским. Она отразила в себе реальный процесс селективного усвоения магмами вещества сиалической коры, благодаря которому развитие гранитного магматизма в плутонической фации земной коры стало сопоставимым по размаху с базальтовым вулканизмом, порождаемым плавлением мантийного вещества.

Концепция гранитизации как магматического замещения оказалась очень плодотворной. На ее основе были решены многие проблемы петрологии, например проб-

Особенно тесные связи рудообразования с магматизмом прослеживаются в группе магматических месторождений хромитовых, платиновых, медно-никелевых, сульфидных, титано-магнетитовых, апатитовых руд и др. Рудные тела их залегают в материнских магматических породах, с составом которых четко коррелируется специфика руд: хромитовые руды — в дунитах и перидотитах; сульфидные медно-никелевые — в перидотитах, пикритах и габброноритах; апатитовые и карбонатитовые (редкие земли, уран, торий, ниобий) — в урритах; титано-магнетитовые — в габбро и т. д. Например, состав хромшпинелидов наиболее показательно характеризует определенные типы гипербазитов и приуроченные к ним хромитовые оруденения. Дуниты и гарцбургиты, образующие устойчивую ассоциацию, часто имеют близкие по химическому составу оливин и пироксен, но содержат различные хромшпинелиды. Так, в Иджимском массиве в Западном Саяне дуниты и гарцбургиты перемеживаются в виде полос и сложены оливином и пироксеном примерно одинаковой железистости (0,05—0,08), различаясь количественным соотношением минералов и по составу хромшпинелида (массовые доли, %): дуниты ($\text{Cr}_2\text{O}_3=62,4-64,4$; $\text{Al}_2\text{O}_3=4,56-5,51$; $\text{MgO}=9,56-9,73$); гарцбургиты ($\text{Cr}_2\text{O}_3=44,2-50,4$; $\text{Al}_2\text{O}_3=20,7-26,1$; $\text{MgO}=11,54-13,5$). Глиноземистость и магнезиальность хромшпинелида в дунитах закономерно ниже, чем в гарцбургитах.

Остановимся на процессах, ведущих к концентрации рудных металлов в магмах. Ограниченность кристаллизационной дифференциации в этом отношении связана с низкими концентрациями рудных минералов (оксидов, сульфидов и др.) в их эвтектиках с силикатами, благодаря чему происходит рассеяние рудных металлов в составе акцессорной минерализации. В дунитах и перидотитах, например, помимо хромшпинелида в интерстициях между зернами силикатов содержатся его кристаллы в виде включений в зернах оливина, что свидетельствует об его относительно ранней кристаллизации в породах в такой последовательности: оливин — оливин + хромшпинелид — оливин + хромшпинелид + пироксен (плагноклаз, флогопит). Специфику развития этой последовательности в гипербазитах определяет отсутствие реакционного замещения оливина другими минералами, так что оливиновые зерна непрерывно разрастаются в ходе минералообразования и включают в себя идиоморфные кристаллики присоединяющегося к оливину хромшпинелида. Совместная кристаллизация оливина и хромшпинелида приводит к быстрому накоплению кремнезема, кальция, щелочных металлов и летучих компонентов в остаточных расплавах и к кристаллизации (совместно с оливином и хромшпинелидом) пироксена, плагноклаза, флогопита, которыми завершается формирование дунитов и перидотитов. В ходе нормальной последовательности выделения минералов из гипербазитовых магм хром в основном рассеивается в породах,

содержащих до нескольких процентов хромшпинелида в качестве аксессуарного минерала, и накопление его в этих условиях может давать только бедные вкрапленные руды интерстиционного типа.

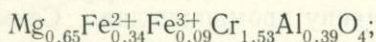
Это относится также и к сульфидной медно-никелевой, титаномагнетитовой, апатитовой и другим рудным минерализациям, тесно связанным с магматизмом. Поэтому интрузивы самого разнообразного состава (ультраосновные, основные, средние, кислые и щелочные) в большинстве случаев безрудны. Более эффективные процессы рудной концентрации иногда связывают с особенно флюидными расплавами, в которых проявляется сложный (контрастный) характер дифференциации магмы.

Для образования крупных тел богатых руд необходимы процессы магматической дифференциации, сопровождающиеся эффективной рудной концентрацией. Обычно это достигается сочетанием фракционирования компонентов в ходе кристаллизации магм с последующим расщеплением (ликвацией) остаточных расплавов вследствие проявления в них жидкостной несмесимости. В результате в магматических флюидных системах с падением температуры обособляются солевые расплавы с высокой рудоконцентрирующей способностью (так называемые рудные магмы). Жидкостная несмесимость в магмах экспериментально проявляется под давлением водорода, воды с добавками щелочных карбонатов, фторидов и фосфорных солей. На каждом этапе гомогенного развития магматизма от ультраосновных магм к основным, средним, кислым или щелочным может достигаться концентрация летучих компонентов в магмах, достаточная для отщепления флюидных рудных магм, на основе которых формируются месторождения полезных ископаемых.

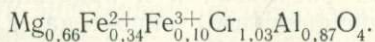
Проявление жидкостной несмесимости, сопровождаемой рудной концентрацией, приводит к различию по составу аксессуарной минерализации в интрузивных породах и рудных телах, отделяющихся от интрузивных пород четкими границами. В то же время сохраняются четкие корреляции состава рудных минералов пород и руд, специфические для каждого их типа.

Так, по данным Е. П. Царицына, переход от дунитов к гарцбургитам в офиолитовых комплексах сопровождается закономерным изменением состава хромита в содержащихся в них рудных телах:

в дунитах —

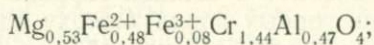


в гарцбургитах —

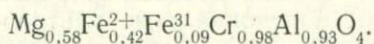


Это коррелируется с аналогичным по направленности изменением состава аксессуарного хромшпинелида этих пород:

в дунитах —

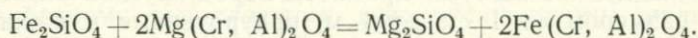


в гарцбургитах —



Рудообразование в данном случае особенно непосредственно отражает развитие гипербазитового магматизма. Рудные расплавы, отделяясь от гипербазитовых магм на различных стадиях их эволюции, сохраняются некоторое время после полной консолидации ультраосновных пород, образуя в них внедрения, развивающиеся путем замещения и выполнения трещин. В результате возникают разнообразные дискордантные формы залегания хромитовых руд (жилы, штоки и др.). Краевые части хромитовых залежей обычно немного обогащены железом, что объясняется их взаимодействием с вмещающими гипербазитами, которые в зонах рудных контактов перекристаллизовываются, обедняясь при этом железом, диффундирующим в хромитовые залежи. Хромиты ведут себя как концентраторы железа силикатов вмещающих дунитов при их перекристаллизации под влиянием хромитоносных флюидов.

Это их свойство усиливается с падением температуры ввиду все большего смещения вправо реакции обмена железом и магнием между оливином и хромшпинелью:



Со смещением этого равновесия связаны наиболее универсальные постмагматические минералогические преобразования гипербазитов, например их автометаморфическая перекристаллизация.

Дунитовые, перидотитовые и другие магмы с нормативным составом, предельно обогащенные тугоплавкими минералами, являются особенно флюидными по своей природе. Доказательством служат умеренные температуры кристаллизации дунитов и перидотитов, которые по хромшпинель-оливиновому геотермометру [34] прослеживаются в пределах 1100—1200 °С, и широкое распространение в них автометаморфической перекристаллизации (в интервале температуры 700—1100 °С) и последующей гидратации (серпентинизации и др.).

В результате перекристаллизации обычно происходит перераспределение железа и магния между оливином, который с падением температуры обедняется железом, и равновесной с ним хромшпинелью. При этом последняя обогащается железом.

В расслоенных интрузивах каждый слой нередко в ритмичном чередовании отражает закономерное соответствие составов руд и вмещающих пород, представляя собой автономную флюидно-магматическую систему рудообразования. Например, в Бушвельд-

ском расслоенном лополите в Южной Африке выделяют следующие рудоносные слои горных пород (сверху вниз): гранофировые граниты — Sn; ферродиориты и феррогаббро — Fe, Ti (V); габбро-нориты — безрудные; плагиоклазовые пироксениты и нориты — Pt (Pd, Cu, Ni, Co); плагиоклазовые ультраосновные породы — Cr (Ni, Cu); перидотиты — Cr; нориты — безрудные.

Первичное расслоение этого лополита началось в докристаллизационный период и явилось первым шагом на пути дифференциации и концентрации рудных металлов по слоям. Рудообразование в каждом слое отражает следующий этап обособления флюидных расплавов в самостоятельные более локальные рудоносные горизонты, обособляющиеся в ходе направленной снизу вверх кристаллизации магм.

Аналогично прослеживают корреляцию медно-никелевого (халькопирит-пентландитового) оруденения с составом материнских пород: отношение Cu/Ni в рудах возрастает по мере уменьшения доли ультраосновных пород в составе расслоенных интрузивов, которым они подчинены. В интрузивах норильского типа медно-никелевое оруденение связано со слоями пикритов, в которых содержатся сульфидные капли, гравитационно расслоенные на нижнюю (пирротин-пентландитовую) и верхнюю (халькопиритовую) части. К наиболее ярким свидетельствам собственно магматического формирования пикритовых слоев норильских интрузивов относятся обнаруженные А. Д. Генкиным и др. [7] каплевидные выделения богатых хромитом пород круглой или овальной формы размером от 1 см до 1 м, приуроченные к нижним частям интрузивов. Они содержат 20—30 % равномерно распределенного тонкокристаллического хромита в грубозернистой плагиоклаз-пироксеновой массе (с оливином или без него) и отделены от вмещающего долерит-пикрита четкой границей. Наблюдаются такие соотношения, когда часть зерна плагиоклаза или пироксена, расположенная в каплевидном обособлении, включает множество кристалликов хромита, а другая часть его их не содержит [7]. Это свидетельствует о собственно магматическом разделе долерит-пикритового (вмещающего) и долерит-хромитового расплавов, в них кристаллы пироксена и плагиоклаза росли одновременно. Хромит же представлял избыточную фазу только в одной жидкости и кристаллизовался в ней в виде мелких идиоморфных кристалликов, которые захватывались позднее растущими более крупными зернами пироксена и плагиоклаза. Во вмещающей пикритовой магме вначале образовались кристаллы оливина, а зерна акцессорного хромита позднее на них нарастали. Хромиты обоих типов различаются не только морфологически, но и по составу. Их шлировидные обособления богаче хромом, они обладают более железистым составом, но содержат значительно меньше магнетитового компонента по сравнению с аксессуарами вмещающих долерит-пикритов. Состав хромита в последних свидетельствует

о сильной дифференцированности пикритового слоя: по мере обогащения магнетитом хромиты связаны постепенным переходом с хромистыми магнетитами, типичными для наиболее железистых пикритовых пород. Акцессорные хромиты характеризуются также бедностью хромом (19—26 % Cr_2O_3) и обогащенностью титаном (до 17 % TiO_2), нарастающей по мере повышения железистости.

В шлировидных обособлениях хромитовых пород содержатся ликвационные каплевидные глобулы сульфидов и сопутствующих им силикатов (пренит, биотит и др.), апатита, карбонатов. Их строение и соотношение сульфидной и силикатной составных частей в общем аналогичны сульфидным каплевидным обособлениям, свойственным пикритовому слою в целом. Однако по их нахождению в хромитовых шлирах можно судить о последовательности ликвационных явлений формирования пикритового слоя, о сравнительно позднем отщеплении в нем сульфидного оруденения (после отделения от долерит-пикритовой магмы богатых хромом расплавов или одновременно с ними). Отделение сульфидных капель от хромитовых магм происходило до кристаллизации в них хромита, поскольку они нередко окаймлены с внешней стороны цепочками несколько более крупных хромитовых кристаллов, нарастающих на сульфидных каплях.

Часть рудных металлов и сера, которая не отделилась от пикритового расплава в докристаллизационную стадию его развития (в пределах растворимости сульфидов в расплаве), концентрируются в ходе кристаллизационной дифференциации и дают начало бедному вкрапленному (интерстиционному) медно-никелевому оруденению. Главная же масса рудного вещества в месторождениях норильского типа отделяется в виде капель в слое пикритовой магмы путем ликвации, опускаясь затем к основанию интрузивов и образуя так называемые донные залежи. В ходе их кристаллизации происходит отделение гидротермальных растворов с частичным переносом рудного вещества и развитием метасоматического оруденения в окружающих породах. При этом происходит дифференциация рудных металлов вследствие более высокой подвижности меди относительно никеля (метасоматическое оруденение имеет в основном халькопиритовый состав и развито незначительно).

Титано-магнетитовые и ильменитовые руды генетически связаны с остаточными основными (феррогаббровыми) магмами, обогащенными железом, титаном, ванадием, фосфором в ходе кристаллизационного фракционирования компонентов (при отделении оливина, плагиоклаза, пироксенов). Они образуются в результате проявления в них жидкостной несмесимости лейкократово-меланократового типа. Этот эффект концентрации железа, титана, фосфора в магматических системах наглядно выражен в соответствующих расщепленных вулканических породах — вариолитах, схема образования которых (рис. 19, табл. 1), вклю-

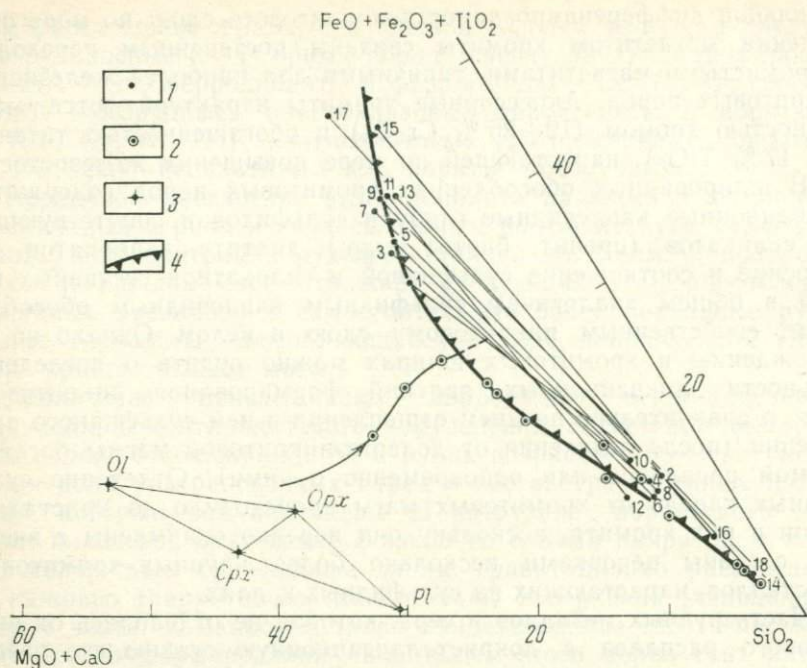


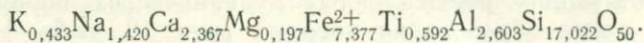
Рис. 19. Петрохимическая диаграмма (массовая доля, %) магматической дифференциации базальтов пижонитового (толеитового) типа, кристаллизационной вначале (показана стрелкой) и ликвационной на заключительном этапе:

1 — составы вариолей (четные номера по табл. 1) и заключающей их матрицы (нечетные номера); 2 — базальты, ферробазальты, исландиты, ферродациты и риолиты вулкана Тингмули в Исландии; 3 — фенокристаллы в базальтах (Pl — плагиоклаз, Ol — оливин, Orx — ортопироксен, Cpx — клинопироксен); 4 — контур области магматического расщепления ферробазальтовой магмы

чают в себя кристаллизационное фракционирование, ведущее к образованию ферробазальтовых расплавов, подвергающихся затем ликвации с отщеплением исландитов, ферродацитов, риолитов обычно повышенной щелочности, пантеллеритов, комендитов. Сиалические расплавы, богатые кремнеземом и глиноземом, выделяются при таком расщеплении в виде капель в мафической матрице, обогащенной железом, титаном, фосфором и марганцем. Эти расплавы богаты кремнеземом и поэтому имеют высокую вязкость, препятствующую расслоению расплавов.

В интрузивных условиях подобное капельное расщепление переходит в расслоение, нередко имеющее ритмичный характер, свойственный расслоенным интрузивам.

Они детально исследованы петрографически и экспериментально на примере Скаергаардского интрузива, где расщеплению подверглась железистая магма среднего состава:

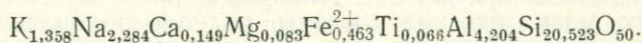
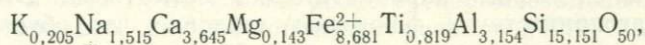


Составы вариолей (четные номера) и матрицы (нечетные номера) богатых железом и титаном вариолитов и расщепленных остаточных стекол в базальтах (массовые доли, %). По С. Диксону, М. Риферфорду и Г. Розенбушу [39]

Номер на рис. 19	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	47,59	4,04	7,34	21,65	0,46	2,89	10,02	2,14	0,62	3,25
2	70,29	1,01	10,73	9,46	0,09	0,67	3,06	2,94	1,48	0,27
3	45,67	7,66	7,39	20,90	0,90	1,95	10,87	1,63	0,12	2,91
4	70,79	2,75	10,59	7,28	0,15	0,82	4,11	2,19	0,80	0,52
5	43,40	4,08	7,30	24,11	0,36	2,23	9,39	1,83	0,77	6,53
6	68,75	2,01	11,73	6,54	0,15	0,92	4,28	2,86	1,06	1,70
7	40,13	3,49	6,13	26,29	0,51	2,51	11,42	1,57	0,20	7,75
8	70,66	1,18	10,92	7,92	0,19	0,66	3,92	2,08	1,56	0,91
9	43,44	4,37	6,74	28,40	0,59	2,17	9,76	2,11	0,25	2,17
10	66,90	1,49	11,03	10,00	0,23	0,98	4,03	3,18	0,97	1,19
11	36,36	—	19,54	27,41	0,22	3,23	6,30	4,10	2,84	—
12	64,75	—	13,54	8,34	—	1,59	4,63	5,39	1,76	—
13	44,86	3,22	7,96	30,76	—	0,30	10,09	2,32	0,49	—
14	75,61	0,29	13,11	2,02	—	0,19	0,51	4,34	3,93	—
15	44,06	3,97	3,36	37,61	0,61	0,81	8,77	0,41	0,10	0,30
16	73,76	0,62	12,81	5,0	—	—	2,50	4,06	1,25	—
17	39,80	4,24	2,46	37,65	0,33	0,56	11,28	—	0,33	3,35
18	78,49	0,21	12,74	2,78	—	—	1,50	3,21	0,96	0,11

Примечание. Анализы пересчитаны на безводное вещество; прочерки — отсутствие определений содержания компонента.

В результате этого возникла контрастная ассоциация кислой и основной пород железистого состава:



Железистые расплавы подвергаются дополнительному расслаиванию с образованием пироксен-магнетитовых руд. Подобный механизм магматической дифференциации типичен для извержения магнетитовых лав широко известного вулкана Лако в Чили.

Рассмотренные соотношения безусловно характерны для магматического класса месторождений, традиционно связывавшихся в учении о полезных ископаемых с проявлением жидкостной несмешиваемости в магматических системах. Однако и в генезисе многих других месторождений эти явления играют определенную роль. С ними связано отделение флюидных магм, способных концентрировать в себе рудные металлы, которое происходит тем эффективнее, чем выше флюидное давление. Это хорошо видно на примере карбонатитов (рис. 20) по экспериментальным данным

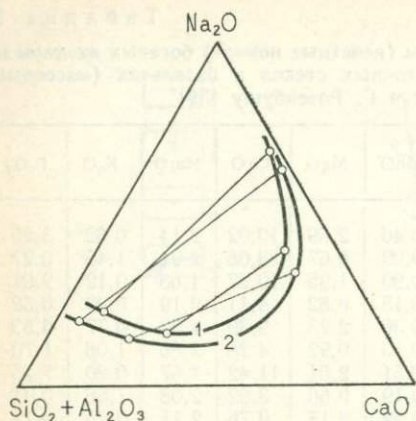


Рис. 20. Влияние давления CO_2 на область магматического расслоения (сольвус) фonoлит — карбонатит при $T = 1100^\circ\text{C}$. По И. Фристону и Д. Гамильтону.

Показано положение сольвуса при давлении 70 МПа (1) и 300 МПа (2); конъюндами намечено соответствие составов

И. Фристана и Д. Гамильтона, согласно которым отщепление карбонатитовых расплавов от фельдшпатоидных силикатных магм обусловлено флюидным воздействием при умеренном (70 МПа) и высоком (300—700 МПа) давлениях CO_2 . Возрастание флюидного давления эффективно расширяет область магматического расщепления и влияет на состав сосуществующих жидких фаз (повышение давления CO_2 в данном случае приводит к понижению в нормативном составе карбонатитового расплава щелочных карбонатов относительно кальцита). Обособление карбонатного расплава в природных магматических системах сопровождается концентрацией в нем фосфора, редких земель, лития, урана, тория, ниобия и многих других элементов, определяющих металлогенническую специфику карбонатитового магматизма. Этому процессу благоприятствует флюидное давление, что обуславливает его связь с плутоническими условиями развития магматизма, в которых магматические системы полностью конденсированы: флюидные расплавы богаты силикатами, солями, им свойственна высокая плотность (до $2,5 \text{ г/см}^3$) и они мало отличаются по этой характеристике от материнских силикатных расплавов.

Рудные месторождения в карбонатитах также очень тесно связаны с материнскими горными породами — уртитам, ийолитам, мельтейгитам, нефелиновыми сиенитами, входящими в ассоциацию с ультраосновными породами. Состав карбонатитов и характер оруденения непосредственно коррелируются с петрохимическими особенностями всех этих пород в связи с тем, что карбонатитовые расплавы различного типа отщепляются от фельдшпатоидных магм в ходе их эволюции. Согласно экспериментальным данным (см. рис. 20), содержание щелочных металлов в отщепляющихся карбонатитовых расплавах понижается с ростом давления CO_2 , что в какой-то мере отражает различия состава кар-

бонатитов в вулканической и плутонической фациях. Карбонаты в лавах и субвулканических телах обычно более богаты щелочными карбонатами, среди них выделяются даже щелочные типы — комплекс Олдоиньо-Ленгаи в Африке, отщепляющиеся от фельдшпатоидных магм при низком давлении CO_2 . Состав плутонических карбонатитов беднее щелочными карбонатами, так как медленной кристаллизации расплавов последние обычно переходят в отщепляющуюся от них собственно флюидную фазу (гидротермальную), которая приобретает при этом щелочной характер и производит интенсивную фенитизацию окружающих пород. При вулканических извержениях миграция щелочных карбонатов была более затруднена, и они отчасти кристаллизовались в магматических щелочных телах карбонатитов. Карбонатитовые расплавы особенно емки в отношении многих рудных металлов — фосфора, урана, тория, редкоземельных элементов, стронция, бария, циркония, гафния, локально — железа, титана и ванадия. Они очень агрессивны и внедряются главным образом путем магматического замещения окружающих пород.

Другим наглядным примером эффективности проявления жидкостной несмесимости в качестве эффективного процесса рудной концентрации могут служить пегматиты.

Месторождения, связанные с пегматитами (редких земель, мусковита, керамического сырья), представляют другой пример тесных непосредственных связей с материнскими изверженными породами. По существу, каждый тип изверженных пород характеризуется специфическим типом пегматитов, которые находятся по отношению к ним в закономерных соотношениях состава. Представления о пегматитах как ликвационных образованиях высказывались многими авторами [35], начиная с известных работ Ф. Смита в 1948 г., но только после экспериментальных исследований фторидных алюмосиликатных расплавов [19] были получены аргументы в их поддержку. Эти экспериментальные исследования показали, что расщепление алюмосиликатных магм на фторидные и бедные фтором жидкости дает соотношения составов, сходные с соотношениями составов пегматитов и их материнских интрузивных пород. Обычно пегматиты богаче щелочными металлами и беднее кремнеземом по сравнению с их материнскими породами. Фторидные и водные расплавы, находящиеся в равновесии с магмами, более бедными летучими компонентами, отличаются по экспериментальным данным более высоким нормативным отношением ортоклаз/кварц. Это отражает типичное отклонение состава пегматитов от состава вмещающих их гранитов, подмеченное еще А. Е. Ферсманом (объемное отношение содержаний ортоклаз/кварц в пегматитах составляет в среднем 3:1, а в гранитах — 2:1). Аналогично в интрузивах нефелиновых сиенитов отношение нефелина к полевому шпату в пегматитах выше, чем во вмещающих породах (данные В. А. Левина и

Л. А. Кутеповой). Однако вариации состава флюидов (замена фтора хлором и др.) могут существенно менять соотношения компонентов равновесных расплавов. В литературе описаны случаи более кремнекислотного состава пегматитов относительно вмещающих пород (некоторые гранитные пегматиты Воьлини, нефелиновые пегматиты массива Лос в Гвинее и др.).

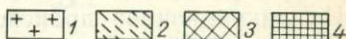
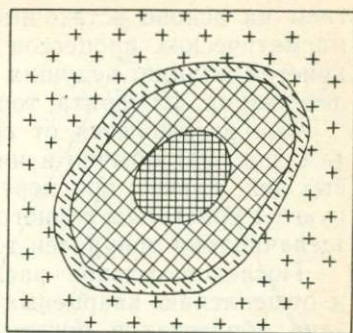
Следующая типичная особенность пегматитов — их более лейкократовый характер относительно материнских пород. При ликвидационном обособлении соответствующих им флюидных магм окружающие их материнские расплавы обогащаются железомagneзными компонентами и при достаточно быстрой кристаллизации могут давать ореолы более меланократовых пород, окружающих шлировые пегматитовые тела. Подобные соотношения наглядно выражены на месторождениях Воьлини, где круглые шлировидные и продолговатые штокообразные четко обособленные тела пегматитов обычно окружены ореолами меланократовых гранитов, богатых биотитом или роговой обманкой. Эти ореолы больше смещены к нижней части пегматитовых тел, что отражает некоторое всплывание флюидных пегматитовых капель (шлиров) в гранитном материнском расплаве. Пегматиты кристаллизуются позднее гранитов, вмещающих шлиры, и оказывают на них флюидное воздействие, которое выражается в изменении окраски полевых шпатов с темно-серой на розовую. На месторождении Кент в Казахстане круглые шлиры пегматитов обособляются в фации мелкозернистых гранитов. Их краевые части сложены аплитом, а центральные — пегматитом графической структуры.

Другой морфологический тип пегматитов Казахстана (массивы Прибалхашья и др.) — колоколообразные залежи в материнских гранитах, переходящие в пологие слои пегматитов графической структуры. Здесь они, как и в каплевидных формах, связаны переходными разновидностями с аплитами.

Пегматиты шлирового типа залегают в материнских гранитах, тогда как пегматиты жильного (дайкового) типа являются интрузивными, залегающими нередко на удалении от очагов отщепления соответствующих пегматитовых магм. Материнскими магмами пегматитов служат наиболее флюидные их слои или фазы внедрения, обособляющиеся в ходе общей дифференциации плутонов. Воьлинские камерные пегматиты, например, приурочены к слою гранитов Коростеньского плутона, который залегают между подстилающими его гранитами рапакиви и перекрывающими основными породами (габбро и лабрадоритами). Зона пегматитоносных гранитов простирается на северо-запад с восточным падением. Эти граниты и пегматиты консолидировались в заключительные стадии и интродуцируют все типы пород Коростеньского плутона. Жилы гранитных пегматитов отмечаются даже в лабрадоритах.

Рис. 21. Горизонтальный срез (на глубине 16 м) шпирового пегматита размером $16 \times 10 \times 30$ м (по З. И. Ковалишину):

1 — вмещающий гранит; 2—4 — зоны пегматитового тела (2 — графическая, 3 — полевошпатовая, 4 — кварцевая)



Внутреннее строение пегматитовых тел бывает сложным. Встречаются даже пегматиты ритмичного строения, которое особенно хорошо объясняется на основе ликвационной модели их происхождения. Экспериментальное моделирование образования ритмичной расслоенности приводится в работе автора [19].

Примеры ритмичного строения пегматитовых тел приведены в монографии А. Е. Ферсмана. Интерес вызывает и описанный В. Г. Лазаренковым ловенитовый пегматит. Как можно предсказать из анализа соответствующей физико-химической диаграммы, мощность ритмов должна быть наибольшей в верхний и нижней частях расслоенного тела и уменьшаться к центру, что и прослеживается в отмеченных выше примерах.

Ликвационное расщепление расплавов — это один из наиболее эффективных механизмов экстракции ряда компонентов. Уже первые эксперименты [19] показали, что типичные для пегматитов тантал и ниобий концентрируются в расплаве, обогащенном летучими компонентами, причем эффективность концентрации достигает двух порядков.

Особенно наглядные геологические представления о ликвационной природе пегматитовых расплавов дают наблюдения над шпировыми пегматитами, бескорневые изометричные тела которых имеют каплеобразную форму (месторождения Волини на Украине, Кент в Казахстане и др.). Пример подобного пегматита относительно простого строения представлен на рис. 21. Это тело кристаллизовалось с периферии, где образовалась мелкозернистая кварц-ортоклазовая зона графической структуры. Внутренняя его часть дополнительно расслоилась на существенно полевошпатовую и кварцевую (ядерную) породы. Это типичное строение шпирового пегматита, хотя в некоторых случаях оно осложняется, например наличием блоковой зоны (кварц с блоками микроклина) между полевошпатовой зоной и кварцевым ядром. Дальнейшее усложнение строения пегматитовых тел связано с разви-

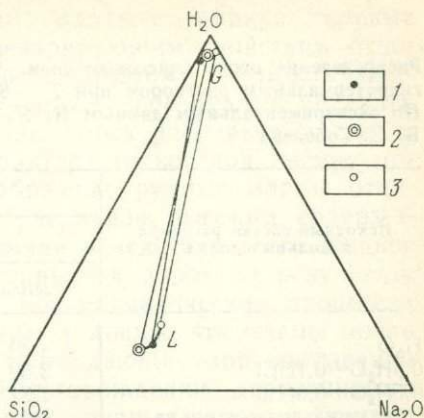
тием на основе остаточных флюидных камер (занорышей) постмагматических процессов вышелачивания и собирательной перекристаллизации, ведущих к образованию в них крупных кристаллов кварца, флюорита, топаза.

Они развиваются от границ кварцевой и полевошпатовой зон (см. рис. 21) обычно в нижней, реже в боковой части пегматитовых тел, причем при перекристаллизации кварцевой зоны формируются кристаллы горного хрусталя, а к полевошпатовой зоне вышелачивания приурочен топаз.

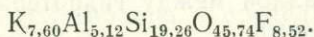
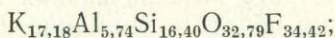
Последовательное расщепление пегматитовых магм приводит к отщеплению кварцевых (силекситовых) магм, с которыми связано образование богатых кварцем ядер шлировых пегматитов. Их ликвационное происхождение было обосновано Н. П. Ермаковым в 1960 г. В его работе прослежены автономные внедрения кварцевых расплавов, связанных с пегматитами: если такие очаги вскрывались тектоническими трещинами ко времени сепарации еще жидкого кремнистого расплава, то около них возникали силекситовые жилы. Подобные жилы и крупные дайки, обусловленные внедрением кремнистого расплава, образованного путем ликвации, согласно Н. П. Ермакову, отличаются от рудных (молибденитовых, касситеритовых, вольфрамитовых) кварцевых жил тем же гранитных plutонов тем, что они не приводят к интенсивному околожильному изменению вмещающих пород. Формирование рудных жил шло, очевидно, на основе кварцитолитовых расплавов, более богатых солями щелочных металлов, способствующих концентрации в них рудного вещества и отщеплению от них собственно флюидной (гидротермальной) фазы, оказывающей интенсивное метасоматическое воздействие на вмещающие породы. Подобное двухфазовое состояние кварцитолитовых магматических флюидных систем исследовано при синтезе пьезокварца. При этом показана большая роль солей щелочных металлов, способствующих расслоению кварцево-водных магматических систем. В простой системе $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ расслоение ограничивается очень высокими параметрами (давление более 950 МПа и температура более 1050 °С), тогда как в трехкомпонентной системе $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O—H}_2\text{O}$ расслоение на две флюидные фазы наблюдается при меньших температуре и давлении (рис. 22). Эти эксперименты объясняют механизм образования рудных кварцевых жил, связанных с кварцитолитовыми щелочно-солевыми расплавами и отщепляющимися от них гидротермальными растворами.

Предположения об отщеплении кварцевых магм от гранитных расплавов на конечных стадиях эволюции кислого магматизма высказывались с давних времен многими авторами (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Н. П. Ермаков и др.). В последнее время получено экспериментальное подтверждение реальности существенной концентрации кремнезема при ликвации расплавов [19]. Алюмосиликатные расплавы, богатые щелочными металлами и фтором,

Рис. 22. Соотношение составов флюидного кварцевого расплава (L) и гидротермального раствора (G) при давлении 100 МПа и температурах 600 (1), 500 (2) и 400 °С (3)



расщепляются (ликвидуют) на две жидкие фазы: в одной концентрируются щелочные металлы и фтор, а в другой происходит соответствующая концентрация кремнезема, например, при 950 °С (формулы даются в расчете $O + F_2 = 50$):



Состав флюидных магм может широко варьировать по соотношениям и составу оксидной, силикатной, галогенидной, карбонатной, сульфатной и других частей. Высокая плотность сближает их с силикатными расплавами, оправдывая название флюидные магмы, но низкие температуры кристаллизации, высокая подвижность и состав отражают их близость к водным гидротермальным растворам, которые, отличаясь низкой плотностью, выделяются во флюидных магматических системах только с понижением давления, например при внедрениях в трещинные зоны.

Происхождение рудных жил обусловлено так называемым постмагматическим периодом развития систем рудогенезиса, воздействием на застывшие части интрузивных тел и вмещающие их породы гидротермальных растворов кислого характера. При наличии во вмещающих породах известняков или доломитов первично-кислые гидротермальные растворы нейтрализуются и происходит формирование скарнов. Образование последних Д. С. Коржинский связывал с ранней щелочной стадией развития постмагматических процессов. При отсутствии карбонатных или других ультраосновных пород постмагматические процессы начинаются с появления грейзенов в плутонической фации или вторичных кварцитов в субвулканической. Образование тех и других относится к кислотной стадии интенсивного выщелачивания оснований

Распределение олова (массовые доли, %) между гранитным расплавом и гидротермальным раствором при $T = 850^\circ\text{C}$ и $P = 100$ МПа.

По экспериментальным данным И. Я. Некрасова, М. Б. Эпельбаума, В. П. Соболева

Исходный состав раствора в мольных долях	Окислительно-восстановительный буфер			
	W — WO ₂		Ni — NiO	
	Расплав	Раствор	Расплав	Раствор
H ₂ O	4,39	0,0225	0,59	0,0115
0,9H ₂ O+0,1HCl	3,59	0,0965	0,50	0,0190
0,5H ₂ O+0,5HCl	1,71	0,1285	—	—
Окислительное состояние олова	Sn ⁴⁺	Sn ⁴⁺	Sn ²⁺	Sn ²⁺

при температуре выше критической температуры гидротермальных растворов (300—400 °C). Рассматривая процессы высоко-температурного кислотного выщелачивания в отношении рудообразования, необходимо обратить внимание на данные по распределению рудных металлов между гидротермальными растворами и гранитными расплавами.

В табл. 2 приведен пример распределения олова между гранитным расплавом и гидротермальными растворами водного и водно-хлоридного состава, которыми определяются незначительные содержания олова в растворах, равновесных с расплавами, даже очень богатыми оловом. При отделении гидротермальных растворов олово остается в основном в гранитных расплавах, рассеиваясь затем в акцессорной минерализации (касситерита и др.). Трудно предположить, что из гидротермальных растворов, отделяющихся от гранитной магмы (в том числе и остаточной) и содержащих десятые и сотые доли процента олова, могли образовываться крупные залежи богатых оловянных руд. Рассмотренные соотношения хорошо объясняют тот факт, что массивы интрузивных пород в большинстве случаев безрудны, хотя в каждом из них происходит кристаллизационная дифференциация, ведущая к возникновению остаточных расплавов, и имеет место отделение гидротермальных растворов на всем протяжении их консолидации. Очевидно, все эти процессы не являются достаточно эффективными концентраторами рудного вещества, позволяющими объяснить образование крупных месторождений полезных ископаемых. В ходе формирования рудоносных массивов, вероятно, происходило отделение от остаточных магм особых расплавов (флюидно-силикатных, солевых, оксидных, сульфидных и др.), способных избирательно концентрировать в себе рудные металлы.

По экспериментальным данным, плотные жидкие солевые фазы обладают сильным рудоконцентрирующим свойством относительно водных фаз малой плотности. Поэтому плотность жидких фаз, избирательно концентрирующих в себе рудные металлы, близка к плотности материнских силикатных расплавов и, следовательно, их отделение носило характер жидкостной несмесимости (ликвации). Однако эти своеобразные рудные магмы отличались от собственно силикатных расплавов высоким содержанием летучих компонентов и сохраняли вследствие этого жидкое состояние после консолидации материнских пород. В результате они играли не последнюю роль в постмагматических процессах минералообразования. В определенных условиях эти магмы могли переходить в низкотемпературные гели, дающие при застывании руды колломорфной текстуры (месторождения деревянистого олова, колчеданов и др.). Образование крупных залежей богатых руд, генетически обусловленных интрузивными комплексами, всегда, по-видимому, связано с подобными рудными расплавами, развивающимися в тесном взаимодействии с отделяющимися от них гидротермальными растворами, вызывающими околорудные изменения вмещающих пород. С обособлением от подобных силикатно-солевых флюидных расплавов относительно высокой плотности (до $2,5 \text{ г/см}^3$), способных к эффективной избирательной рудной концентрации, собственно флюидных (существенно водных) фаз с невысокой плотностью в пределах $0,5 \text{ г/см}^3$ (газообразное состояние) — $0,9 \text{ г/см}^3$ (гидротермальный раствор) магматические системы становятся трехфазными. Пример подобного состояния магматических систем представлен на рис. 23 по экспериментальным данным В. Н. Анфилогова, В. А. Абрамова, В. И. Коваленко и В. Я. Федоровой. Он характеризует флюидно-магматическое расслоение в алюмосиликатной водной системе, которое возникает с добавлением в нее щелочной соли. При этом образуются: силикатная магма (L_1), флюидная силикатная магма (L_2) и собственно флюидная фаза (гидротермальный раствор, G). Первая из них (L_1-L_2) стабилизируется с возрастанием давления, а вторая (L_2-G) возникает и расширяется с понижением давления. Обе флюидные фазы L_2 и G равновесны с материнским расплавом L_1 , причем из них только одна (L_2) обладает высоким химическим сродством с рудными металлами и может выступать в роли их эффективного концентратора, тогда как другая (G — гидротермальный раствор низкой плотности) значительно беднее рудными металлами по сравнению с обеими расплавленными фазами (L_1, L_2). На диаграмме рис. 24 хорошо видно это резко неравномерное распределение рудного металла (вольфрама) между флюидным расплавом и гидротермальным раствором. В расплаве содержание нормативного шеелита прямо коррелируется с содержанием растворенной соли (сульфата кальция) и составляет 1,0—1,5 %, тогда как в равновесном с ним водном гидротермальном

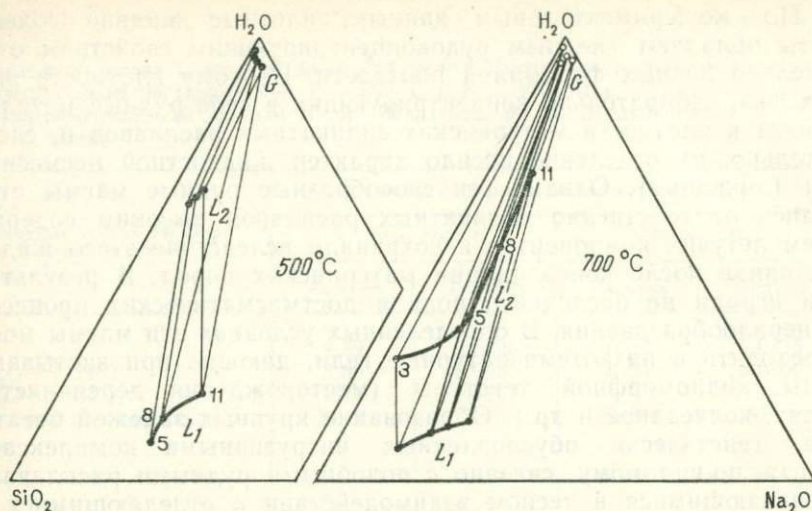


Рис. 23. Соотношение составов силикатного гранитного расплава $KAlSi_3O_8 + NaAlSi_3O_8 + SiO_2$ (L_1), флюидного солевого расплава (тяжелой фазы L_2) и равновесного с ними гидротермального водного раствора (G) при общем давлении 100 МПа и температуре 500 и 700 °С.

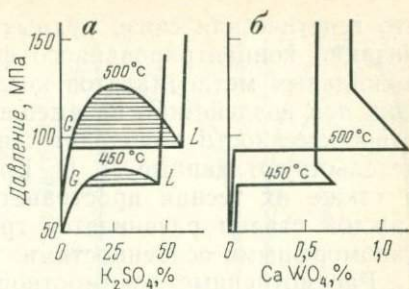
3, 5, 8, 11 — концентрация Na_2SiO_3 (массовые доли, %) в воздействующем водном растворе по данным В. Н. Анфилогова и др.

растворе низкой плотности присутствие растворенного шеелита незначительно. Водно-щелочные силикатные расплавы (70 % $Na_2Si_2O_5$) способны при 500 °С растворять более 5 % таких минералов, как PbS , ZnS , CuS , FeS_2 , Sb_2S_3 . Из этих соотношений видно, что образование шеелитовых и других рудных месторождений, вероятно, происходит на основе флюидных расплавов подобного типа при их внедрении в трещинные зоны и затвердевании с формированием богатых рудных жил, тогда как сопутствующие гидротермальные растворы (G) осуществляют интенсивное околожильное изменение пород с образованием метасоматической зональности. С ними может быть связано только бедное вкрапленное оруденение, но с переходом к поздней щелочной стадии их рудогенерирующая способность усиливается.

Таким образом, вскрываются сложные взаимоотношения в формировании богатых рудных жил и сопряженных с ними метасоматических околожильных изменений пород. Они обусловлены двухфазным состоянием флюидных рудообразующих систем и неодинаковой способностью фаз концентрировать в себе рудные металлы (см. рис. 24).

Обособление в гидротермальных системах плотных флюидных фаз обращало на себя внимание с давних времен. Подобные фазы выделялись различными авторами (Н. П. Ермаков, В. П. Буту-

Рис. 24. Изотермы равновесия (450 и 500 °С) сульфатного солевого расплава (L) с гидротермальным водным раствором G (а) и распределение нормативного шеелита между сосуществующими фазами (б). По данным И. М. Равича



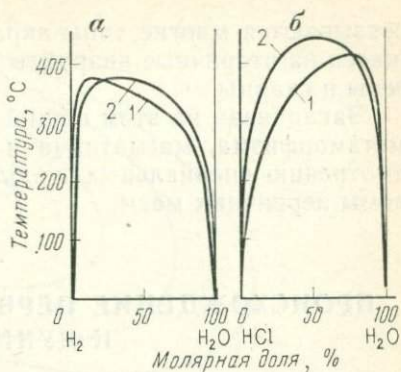
зов, Л. В. Брятов, А. И. Захарченко и др.) под разными названиями: гидротермальная рапа, тяжелая фаза, гидросолевого расплава и др. В них концентрируются соли щелочных металлов, тогда как в равновесных с ними гидротермальных растворах присутствует больше кислотных компонентов, производящих интенсивное выщелачивание окружающих пород. Расплавленная фаза, в которой концентрируются соли щелочных металлов, определяет щелочную тенденцию метасоматических преобразований. И. П. Иванов в 1962 г. отметил, что рост и перекристаллизация кристаллов альбита, а также околожильная альбитизация биотитового сланца происходят из водного флюида только в присутствии тяжелой фазы. Область устойчивости этой фазы (концентрированного флюидного расплава, равновесного с кристаллами кварца) необычайно широка — от собственно магматических условий, приближающихся к плавлению безводного гранита, до параметров, отвечающих образованию низкотемпературных приповерхностных гидротермальных месторождений. При понижении температуры щелочно-силикатные расплавы переходят в силикагели. Во всем этом температурном интервале сохраняется контрастная кислотно-щелочная дифференциация компонентов с концентрацией щелочей и рудных металлов во флюидно-солевом расплаве и кислот в равновесном с ним гидротермальном растворе. В ходе их внедрения в трещинные системы кислотный флюид как более подвижная фаза устремляется вверх и в стороны от трещинных зон, производя изменение вмещающих пород, отвечающее метасоматитам кислотного выщелачивания. Тяжелый и вязкий флюидно-солевой расплав накапливается в трещинной зоне (вместе с ним идет накопление рудных металлов). Из флюидного расплава впоследствии, по мере понижения температуры, кристаллизуются кварц и рудные минералы, происходит образование рудных жил. В случае, если кристаллизация флюидного расплава шла в полностью изолированных шлах, формируются миароловые пустоты, остаточные флюидные камеры, в которых развивается гигантокристаллическое минералообразование. Важный геологический признак двухфазности гидротермального флюида —

это генетическая связь рудных жил, образующихся при кристаллизации концентрированного флюидно-солевого расплава, и околожилных метасоматитов кислотного выщелачивания, возникающих при воздействии на вмещающие породы кислого флюида. Об одновременности появления жил и околожилных грейзенов свидетельствуют данные Л. П. Ермиловой, В. Ф. Барабанова и др., а также их тесная пространственная связь, причем вокруг жил каждой стадии развивается грейзен, характеризующийся своими типоморфными особенностями.

Рассмотренные взаимоотношения гидротермальных растворов с силикатно-солевыми системами рудной концентрации относятся к высокотемпературной области, в которой происходит контрастное распределение компонентов между рудными расплавами, концентрирующими в себе щелочные компоненты (в том числе рудные — Na_2WO_4 , Na_2MoO_4 , Na_2SnO_3 и др.), и равновесным с ними гидротермальным раствором, концентрирующим кислотные компоненты. Рудоконцентрирующая способность гидротермальных растворов в этих условиях невелика, хотя с их воздействием может быть связано бедное вкрапленное оруденение, например в оловоносных грейзенах. Крупные залежи богатых руд образуются в высокотемпературную стадию в ходе консолидации флюидных силекситовых, сульфидных и других рудных расплавов, внедряющихся путем заполнения трещин или рудно-расплавного замещения пород.

Падение температуры при глубинном минералообразовании приводит также к собственно флюидному расслоению гидротермального раствора (фазы *G*), обусловленному наличием в нем компонентов с разными физическими свойствами. Особенно важно в этой связи различие по свойствам полярных (водных) и неполярных флюидов, сложенных CO_2 , H_2 , CH_4 , N_2 , HCl , H_2S и благородными газами (Ar , Xe и др.). При температурах выше критических (около 300°C для $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ и около 400°C для других смесей: $\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$, $\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2\text{S}$, $\text{H}_2\text{O}-\text{HCl}$, $\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{Ar}$ и др.) они образуют однофазные флюидные смеси с широкими вариациями состава, которые являются растворителями многих солей и оксидов. С падением температуры ниже критических значений, согласно экспериментальным данным Р. Баха, Х. Фридрихса, Х. Рау (1977), Е. Франка (1980) и др., происходит распад однородных флюидных смесей на полярные (водные) и неполярные (солянокислые, углекислые, водородные, углеводородные, азотные и др.). При этом резко изменяются соотношения растворимости элементов, усиливаются процессы метасоматоза и гидротермального оруденения и дифференциальной миграции флюидных компонентов. Поэтому переход через критические температуры $300-400^\circ\text{C}$ газовых смесей $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2$ и других при охлаждении сопровождается радикальным изменением режима минералообразования в гидротермальных системах

Рис. 25. Схема расслоения флюидов с понижением температуры на фазы: на водную и водородную (а), а также на водную и солянокислую (б) при давлении 500 (1) и 100 МПа (2). По [32] и др.



в связи с флюидным расслоением. Эти критические температуры возрастают с добавлением в раствор любой нелетучей соли. Образование почти чистой водной или углекислой фазы усиливает процессы гидратации или карбонатизации, отделение водородной и углеводородной фаз благоприятствует миграции H_2 и CH_4 и повышению общего окислительного состояния гидротермальных систем.

Особенно важна в этой связи кислотно-щелочная дифференциация гидротермальных растворов, возникающая с падением температуры ниже критической (300—400 °С) вследствие их расслоения на полярные водные жидкости (H_2O) с растворенными в них щелочными компонентами $Na(OH)$, $K(OH)$ и др., и фазу, концентрирующую неполярные компоненты кислотного характера (H_2 , HCl и др.), как схематически показано на рис. 25. Вследствие миграции более подвижной фазы (H_2+HCl) щелочность и общее окислительное состояние остаточного гидротермального раствора резко возрастают, и таким образом осуществляется переход к завершению гидротермального процесса, названного Д. С. Коржинским поздней щелочной стадией. В эту стадию на смену интенсивному кислотному выщелачиванию приходят процессы осаждения карбонатов и окисления химических элементов. Происходят смещение равновесий гидротермальных растворов с гидросолевыми расплавами и окружающими породами и перераспределение рудного вещества в гидротермальные растворы с усилением их рудогенерирующей способности. Гидротермальное оруденение связано в основном с поздней щелочной стадией. Обычно оно накладывается на ранее образованные метасоматиты.

Изменение характера гидротермального раствора приводит к перераспределению рудных металлов между солевыми плотными фазами и гидротермальными растворами, которые обогащаются рудными металлами, что и является причиной усиления их рудогенерирующей способности. С поздней щелочной стадией

связываются многие типы вкрапленного оруденения, накладывающиеся на вторичные кварциты (медные «порфировые» руды), грейзены и скарны.

Заканчивая на этом общий обзор взаимоотношений литогенеза, метаморфизма, магматизма и рудообразования, перейдем к рассмотрению специальных проблем петрогенезиса, начиная с проблемы первичных магм.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЕРВИЧНЫХ МАГМ, МЕТЕОРИТОВ И ЛУННЫХ ПОРОД

Проблема происхождения первичных магм решается в настоящее время в аспекте космических исследований, в результате которых были получены образцы лунных пород. Эти породы оказались древнейшими магматическими образованиями с возрастом 3,2—4,6 млрд. лет, аналогичными в возрастном и во многих других отношениях только метеоритам. Древнейшие метеориты и лунные породы представляют единственные петрографические объекты исследования, относящиеся ко времени зарождения планет Солнечной системы и их первичного расслоения (4—5 млрд. лет назад). Среди метеоритов преобладают хондриты, разновидности которых (обыкновенные хондриты) имеют состав, близкий к расчетным средневзвешенным составам планет земной группы (Меркурий, Венера, Земля и Марс; только Меркурий отличается более высоким содержанием железа по сравнению с хондритами). Хондриты, как и другие типы метеоритов, имеют магматическое происхождение [18]. Из аналогии их состава со средними составами планет следует, что планеты образовались во вращающемся «диске» из флюидных хондритовых расплавов, которые первоначально расслоились на железосиликатные (магматические) жидкие ядра и флюидные внешние оболочки, находящиеся в жидком и твердом (ледяном) состоянии и оказывающие на расплавные каменные ядра планет ограничивающее давление. Такое состояние в планетной эволюции сохранилось в настоящее время только у планет-гигантов группы Юпитера, их расплавные железосиликатные (каменные) ядра находятся под мощными флюидными оболочками.

На рис. 26 сопоставлены планеты-гиганты с планетами земной группы, железокатенное вещество которых консолидировалось, а флюидные оболочки уже потеряны в значительной мере под тепловым воздействием Солнца, образовавшегося в результате конденсации межпланетного вещества диска. Мощные флюидные оболочки сохранились только у удаленных от Солнца планет группы Юпитера, находящихся во внешней зоне за пределами интенсивного теплового солнечного воздействия (они имеют крайне низкие

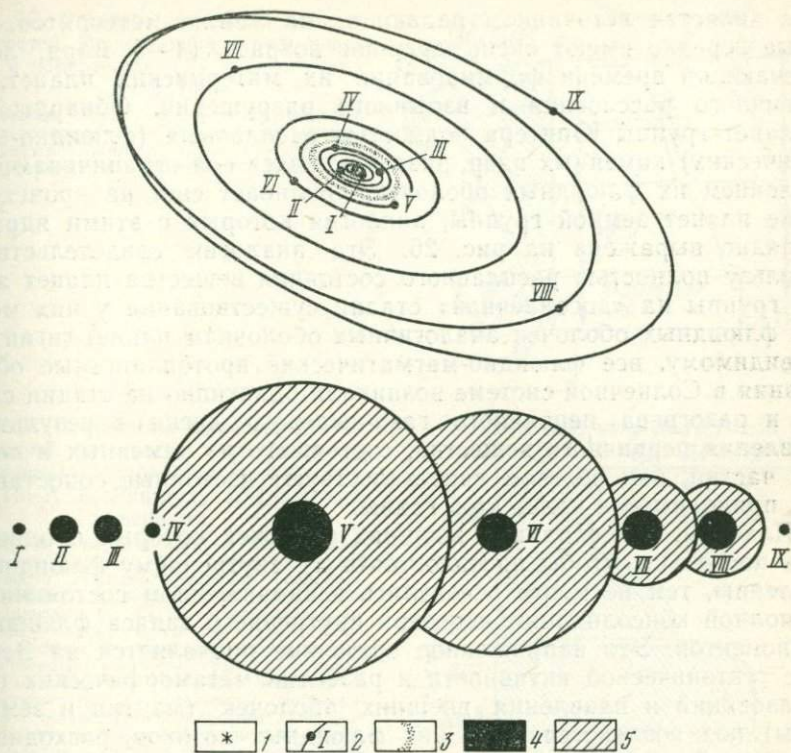


Рис. 26. Схема строения Солнечной системы:

I — Солнце, *2* — планеты (*I* — Меркурий, *II* — Венера, *III* — Земля, *IV* — Марс, *V* — Юпитер, *VI* — Сатурн, *VII* — Уран, *VIII* — Нептун, *IX* — Плутон), *3* — пояс астероидов, *4* — железосиликатное твердое (каменное) и расплавленное (флюидно-магматическое) вещество планет, *5* — флюидные оболочки планет

температуры на поверхности). В результате этого их состав, по-видимому, близок к составу протопланетного (флюидно-хондритового) вещества, из которого первоначально складывались массы планет. В противоположность им планеты внутренней зоны Солнечной системы практически полностью потеряли свои флюидные оболочки в результате миграции летучих компонентов (водорода, азота, углеводородов, воды, углекислоты и др.) с их поверхности. Это сопровождалось снижением давления на затвердевающее каменное вещество. При этом планеты, недостаточно стабилизировавшиеся (с непрочными каменными оболочками), подвергались взрывному распаду под воздействием внутреннего давления флюидов, содержащихся в их расплавных ядрах. В Солнечной системе выделяется пояс астероидов (см. рис. 26) — обломков небольших планет, распавшихся таким образом. Предполагается, что этот

пояс является источником падающих на Землю метеоритов, которые нередко имеют очень древний возраст (4—5 млрд. лет), отвечающий времени формирования их материнских планет, их первичного расслоения и взрывного разрушения. Обнаружение у планет группы Юпитера полностью расплавленных (флюидно-магматических) каменных ядер, развивающихся под ограничивающим давлением их флюидных оболочек, проливает свет на происхождение планет земной группы, аналогия которых с этими ядрами наглядно выражена на рис. 26. Эта аналогия свидетельствует в пользу полностью расплавленного состояния вещества планет земной группы на «досолнечной» стадии существования у них мощных флюидных оболочек аналогичных оболочкам планет-гигантов. По-видимому, все флюидно-магматические протопланетные образования в Солнечной системе возникали однотипно на стадии сжатия и разогрева первичного газо-пылевого диска в результате плавления первичного вещества, состоящего из каменных и ледяных частиц, как об этом свидетельствуют изотопные сопоставления, приводимые в конце этой главы.

Планеты, консолидация внешних оболочек которых продвинулась настолько, чтобы противостоять их внутреннему флюидному давлению, тем не менее оставались в напряженном состоянии до их полной консолидации и потери внутреннего запаса флюидных компонентов. Это напряженное состояние проявляется на Земле в ее тектонической активности и развитии метаморфических преобразований и плавления внешних оболочек (мантии и земной коры) под воздействием на них флюидных потоков, восходящих вдоль глубинных разломов и других геотектонически подвижных зон. Возникновение этих потоков характеризует общий процесс дегазации Земли. Они связаны своим происхождением с ее ядерными оболочками, сохраняющими жидкое (магматическое) состояние (рис. 27, 28) и способными вследствие этого удерживать в большом количестве флюидные компоненты (водород, азот, гелий, углеводороды и др.). Существенно водородные восходящие флюидные потоки являются главными агентами переноса тепловой энергии в земную кору из глубинных (подкорковых) частей Земли. Кроме того, флюиды окисляются ($H_2 \rightarrow H_2O$) по мере подъема в верхние горизонты, дополнительно выделяя энергию, необходимую для развития прогрессивного метаморфизма и магматизма.

Силикатно-металлическое равновесие, отвечающее переходной зоне между ядром и нижней мантией, можно представить в виде обменной оливин-гидридной реакции, результаты термодинамического расчета которой, выполненные для стандартного давления, существенно не изменяются с переходом к условиям высокого давления при замене оливина его плотной модификацией шпинелевой структуры или суммой оксидов (периклаза, вюстит, стишовита), так как оливин находится в ее правой и левой сторонах. Эта ре-

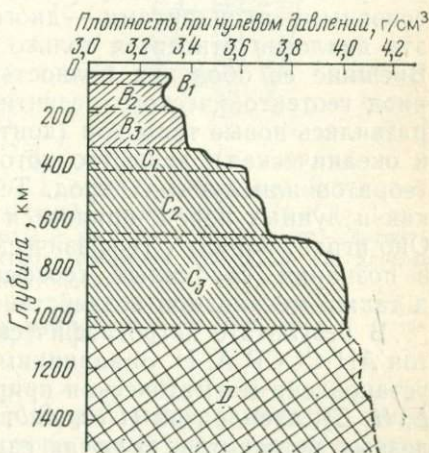
Рис. 27. Стрoение Земли по данным скоростей прохождения продольных (P) и поперечных (S) сейсмических волн [10]:

A — земная кора; B — верхняя мантия; C — переходная зона D — нижняя мантия; E — внешнее жидкое ядро; F — зона перехода; G — внутреннее ядро

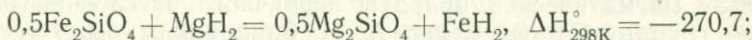


Рис. 28. Изменение минеральных ассоциаций (плотность при нулевом давлении) с глубиной в мантии Земли. По А. Е. Рингвуду [27] с дополнениями:

B_1, B_2, B_3 — верхняя мантия (B_1 — шпинелевые перидотиты, B_2 — слой пониженной плотности, предположительно содержащий около 1% расплава; B_3 — пироповые перидотиты); C_1, C_2, C_3 — переходные зоны (C_1 — пироксены со структурой граната и плотная модификация оливина (β); C_2 — твердые растворы граната и плотная модификация оливина шпинелевой структуры (γ); C_3 — силикаты перовскитовой и ильменитовой структур с оксидами структуры каменной соли); D — нижняя мантия — силикаты со структурами перовскита и феррита кальция или оксидами со структурой каменной соли, нонными гидридами и карбидами



акция неизменно остается существенно смещенной вправо (ΔG_T^0 в кДж):



$$\Delta G_{298\text{K}}^\circ = -272,4; \quad \Delta G_{1300\text{K}}^\circ = -277,8.$$

Ею определяется концентрация водорода совместно с железом во внутренних частях планеты, в ее жидком ядре.

Наличие жидкого (расплавного) ядра у планет служит признаком не только тектонической и петрогенетической активности, но и существования у них магнитного поля. Кинетическая модель его генерации применительно к Земле была разработана С. И. Брагинским (1964). Эта модель учитывает продолжающийся рост путем кристаллизации внутреннего железного твердого ядра за счет внешнего жидкого. На фронте кристаллизации в жидком

ядре накапливаются легкие примесные компоненты, которые периодически всплывают, образуя конвективные струи, приводящие в действие динамо-механизм (течение проводящей жидкости по аналогии с динамо-машиной соответствует движению проводника). В результате этих конвективных потоков жидкое ядро Земли, в отличие от ее твердых оболочек, не ведет себя как единое целое, наружные слои в нем вращаются медленнее внутренних.

Эндогенная активность планет прекращается при полной их консолидации, что сопровождается потерей планетами запаса летучих компонентов и собственного магнитного поля.

Средний состав Земли сходен с наиболее богатыми железом типами обыкновенных хондритов, а составы зон ее расслоения — с железными метеоритами (ядро), палласитами (нижняя мантия), ультраосновными ахондритами — уреилитами (верхняя мантия) и основными ахондритами — диогенитами, эвкритами и др. Однако эта аналогия относится только к первичному расслоению Земли. Внешние ее оболочки полностью обновились за длительный период геотектонического развития (в течение около 5 млрд. лет), развились новые типы кор (континентальная складчатого строения и океаническая), вещество которых не имеет аналогов среди метеоритов или лунных пород. Тем не менее изучению метеоритов, как и лунных пород, придается не только историческое значение. Оно играет наряду с геофизическими исследованиями важную роль в познании глубинных геосфер, их образования и развития, а также механизмов воздействия их на внешние оболочки Земли.

В результате петрографического изучения коллекции метеоритов АН СССР А. Н. Заварицким и другими исследователями была установлена магматическая природа метеоритов — хондритов (*LL, L, H, E*), ахондритов (*Ure, Aub, Dio, How, Euc*), палласитов и железных метеоритов, включая самые древние их типы с возрастом 4—5 млрд. лет. Этот возраст отвечает времени формирования и первичного расслоения планет земной группы. Установление магматической природы единственных петрографических (вещественных) продуктов этих процессов явилось веским аргументом в пользу магматической природы первичного расслоения планет земной группы. Одновременно А. Н. Заварицким было установлено в метеоритах наложение на высокотемпературные магматические ассоциации минералов низкотемпературных (постмагматических) процессов их гидратации и окисления, таких, как серпентинизация, хлоритизация, замещение первичного железа магнетитом, а троилита и других сульфидов — сульфатами и т. д. Вторичное изменение интенсивно проявилось в ультраосновных (форстеритовых) типах хондритов (особенно в их матрице), в которых развитие серпентина сопровождается отложением углистого вещества (тонкокристаллического графита) и углеводов, в результате чего форстеритовые хондриты превращаются во вторичные углстые. Первичные минералы в них (форстерит, энстатит, самород-

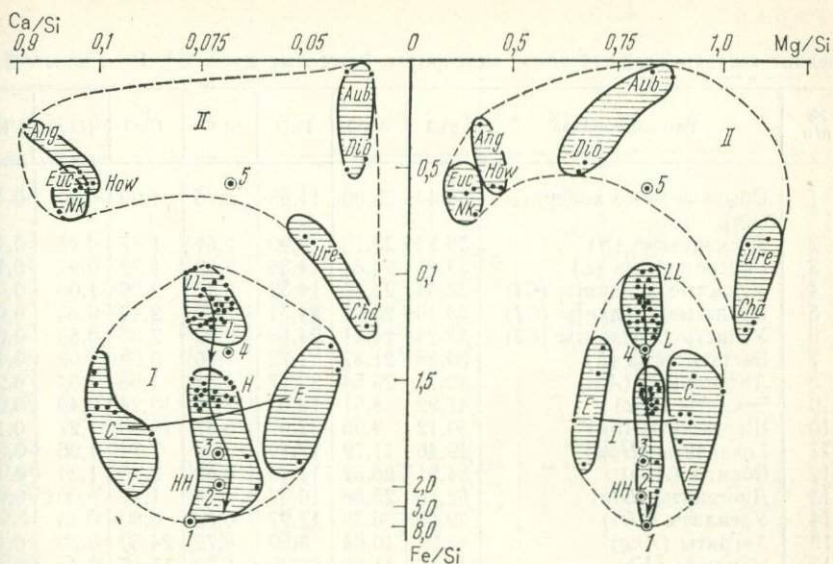


Рис. 29. Главные типы хондритов — I (LL, L, H, HH — обыкновенные, E — энстатитовые; F и C — форстеритовые и углистые) и ахондритов — II (Cha, Ure — шассиньиты и уреилиты; Aub, Dio — обриты и диогениты; Ang, How — ангриты и говардиты; Euc, Nk — эвкриты и наклиты); коллекция АН СССР. По данным М. И. Дьяконовой, В. Я. Харитоновой и А. А. Явнеля:

1—5 — планеты земной группы: 1 — Меркурий, 2 — Венера, 3 — Земля, 4 — Марс, 5 — Луна. Стрелками обозначены тренды дифференциации хондритовых магм (объяснения см. в тексте)

ное железо, троилит) содержатся только как реликтовые минералы в массе серпентина и углистого вещества, хлорита, магнетита, сульфатов. По химическому составу первичных минералов можно установить принадлежность углистых хондритов к ультраосновным (форстеритовым) хондритам (тип F). В табл. 3 приведены средние составы главных типов метеоритов в пересчете на безводное вещество и за вычетом в углистых хондритах углерода, имеющего в них, как и вода, вторичное происхождение (содержание его в углистых хондритах C1 — около 4 %, а воды — около 20 %). Их сопоставление показывает, что хондриты (см. 1—7 в табл. 3) образуют компактную группу с относительно ограниченными вариациями химического состава, в котором одинаково важную роль играют MgO , SiO_2 и $Fe(+FeO)$, тогда как остальные элементы относятся к второстепенным или примесям. Средний состав хондритов (атомные доли в %) по Х. Зюсу и Г. Юри, характеризуется следующими цифрами: Si — 36,3; Mg — 33,2; Fe — 21,8; Al — 3,45; Ca — 1,78; Na — 1,59; Ni — 0,995; Cr — 0,283; Mn — 0,249; P — 0,182; K — 0,115; Ti — 0,089. Вариации состава хондритов различного типа определяют их минералогические

Средние составы главных типов метеоритов [массовые доли %]. По данным G. J.

№ п/п	Тип метеоритов	SiO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	Обыкновенные хондриты (Ch)	38,40	23,99	11,98	2,73	1,90	0,90	0,10
2	Бронзитовые (H)	36,53	23,16	8,90	2,61	1,87	0,93	0,10
3	Гиперстеновые (L)	39,81	24,64	14,36	2,82	1,92	0,94	0,11
4	Углистые хондриты (C1)	32,04	21,59	14,32	2,46	2,09	1,06	0,09
5	Углистые хондриты (C2)	33,10	23,02	24,31	2,80	2,46	0,65	0,06
6	Углистые хондриты (C3)	34,28	24,21	24,68	2,69	2,35	0,56	0,05
7	Энстатитовые (E)	39,28	21,37	1,72	1,90	0,99	1,02	0,11
8	Амфотериты (Am)	40,76	26,54	20,17	1,81	1,68	1,04	0,24
9	Эвкриты (Euc)	47,92	8,51	16,65	13,09	10,24	0,43	0,06
10	Шерготтиты (Sh)	50,12	9,95	22,07	5,87	10,35	1,27	0,18
11	Говардиты (How)	49,46	11,79	17,19	9,98	7,74	1,06	0,36
12	Обриты (Aub)	54,91	26,52	11,15	0,69	0,92	1,34	0,10
13	Диогениты (Dio)	52,19	25,88	16,07	1,18	1,41	0,004	0,001
14	Уреилиты (Ure)	39,65	36,39	12,97	0,38	0,80	0,43	—
15	Ангриты (Ang)	43,92	10,04	8,59	8,72	24,50	0,26	0,19
16	Наклиты (Nk)	48,87	11,99	20,75	1,73	15,15	0,41	0,14
17	Палласиты (Pal)	17,09	19,87	6,65	0,38	0,28	0,07	0,03
18	Сидерофилиты (Sid)	34,61	10,08	4,40	—	—	—	—
19	Лодраниты (Lor)	29,07	23,39	7,73	0,19	0,19	—	—
20	Мезосидериты (Mes)	20,51	6,68	8,07	4,30	3,03	0,18	—

типы: обыкновенные оливин-пироксеновые (H — богатые железом с магниезиальными силикатами; L, LL — бедные железом с более железистыми силикатами), углистые и форстеритовые (C и F) и энстатитовые (E). Распространенность их характеризуется следующими величинами (в % от общего числа падений): L — 45; H — 40; LL — 8; C — 5; E — 2. Составы хондритов примерно соответствуют расчетным общим (валовым) химическим составам планет земной группы, хотя Меркурий богаче железом, а Луна беднее (соответствует ахондритам), как показано на диаграмме (рис. 29). На основе этого предполагается [18], что хондриты представляют первичное слабо дифференцированное протопланетное вещество, отличавшееся от них только флюидным характером, тогда как другие метеориты возраста 4—5 млрд. лет характеризуют первичное расслоение планет: богатые железом метеориты (железные метеориты, палласиты) соответствуют их внутренним (ядерным) частям, а силикатные метеориты (ахондриты — уреилиты, диогениты, обриты, говардиты, эвкриты) — их первичным внешним оболочкам. Среди метеоритов преобладают хондриты (86 % от общего числа 904 падений метеоритов), и только 14 % составляют все остальные типы, причем около 7 % приходится на метеориты, богатые железом, и 7 % — на силикатные, бедные железом ахондриты.

Mc Call

Cr ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	NiO	Fe	Ni	Co	P	FeS
0,37	0,26	0,11	0,20	—	11,68	1,34	0,08	0,05	5,91
0,33	0,26	0,11	0,18	—	17,50	1,68	0,10	0,05	5,69
0,41	0,26	0,11	0,22	—	7,15	1,07	0,07	0,04	6,07
0,39	0,26	0,11	0,37	1,62	0,15	0,03	0,00	—	23,42
0,47	0,20	0,12	0,33	1,89	—	0,19	0,00	—	10,40
0,52	0,20	0,12	0,32	0,33	2,37	1,09	0,06	—	6,17
0,36	0,14	0,06	0,20	0,00	20,16	1,69	0,12	—	10,88
0,47	0,36	—	—	—	1,97	0,90	0,05	—	4,01
0,36	0,47	0,43	0,09	—	1,19	—	—	—	0,56
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,53	0,66	0,10	0,08	—	0,35	0,10	—	—	0,60
0,06	0,14	0,06	0,22	0,26	2,31	0,17	—	—	1,26
0,80	0,32	0,19	0,01	—	0,79	0,03	—	—	1,12
0,44	0,35	0,09	0,07	—	8,28	0,15	—	—	—
—	—	2,39	0,13	—	—	—	—	—	1,26
0,33	0,09	0,38	—	—	—	—	—	—	0,16
0,68	0,08	—	—	0,29	48,98	4,66	0,30	0,11	0,53
—	—	—	—	—	46,02	4,74	0,15	—	—
0,17	—	—	—	—	27,84	4,06	—	—	7,42
0,36	0,23	—	—	0,42	48,24	4,61	0,29	0,11	2,97

По условиям образования метеориты подразделяются на неоднородные (неравновесные), относящиеся к вулканической фации (содержат вулканическое стекло, зональные кристаллы, минералы и структуры, свойственные вулканическим образованиям), и однородные, медленно раскристаллизованные в условиях плутонической фации. Этим фаціальным разделением метеоритов подчеркивается их связь с материнскими планетными телами, процессами вулканизма на их поверхности и глубинной магматической кристаллизацией в недрах. В этом отношении метеориты подобны астероидам, связанным с распадом небольших периферийных планет земной группы (пояс астероидов выделяется между Марсом и Юпитером [10]). Астероиды называются еще малыми планетами (самый крупный из них имеет в диаметре 760 км). Имеются многочисленные работы по измерениям яркости, альбедо и других оптических свойств астероидов. На основании этих данных они вращаются с довольно большими скоростями, что сказывается на изменении интенсивности их отраженного излучения со временем и определяет их «вытянутую или нерегулярную форму» [10].

Телескопические спектры астероидов позволяют проследить их аналогию с метеоритами различного типа. Соответственно приведенной выше распространенности различных типов метеоритов среди астероидов преобладают аналоги хондритов [10]: астероид

Алинда (обыкновенный *H* хондрит Bremervörde), астероид Дембовска (обыкновенный *LL*, хондрит Jelica), астероиды Сафо и Паллада (*C3* хондриты Lance и Karoonda), астероиды Эос и Идуна (*C2* хондриты Murchison и Mighei), астероид Психея (*E* хондрит Abee). Подобные космические тела, сложенные слабо дифференцированным метеоритным веществом, концентрируются преимущественно во внешней части пояса астероидов, а во внутренней его части отмечаются малые планеты, сложенные веществом, аналогичным, с одной стороны, палласитам и железным метеоритам, а с другой — ахондритам. Интересны сочетания в пространстве этих астероидов (отражающих глубоко зашедшую контрастную дифференциацию космического вещества), приводящие к представлению о распавшихся планетах, внутренние части которых были сложены богатым железом веществом (аналогами палласитов или железных метеоритов, астероид Герта), внешние части были представлены силикатными породами (аналогами ахондритов, астероид Найза). Дифференцированные типы вещества устанавливаются также в астероидах Атамантис (мезосидерит Veramin), Веста (базальтовый ахондрит Караета) и др. Таким образом, метеориты сопоставляются, с одной стороны, с веществом планет, слабо дифференцированных и составляющих, по-видимому, самую внешнюю зону системы планет земной группы, а с другой — с веществом планет, в которых осуществилась дифференциация вещества с обособлением в них богатого железом ядра, мантийной и коровой силикатных оболочек как на Земле, так и на других сходных с ней планетах. Поэтому исследование метеоритов, их слабо дифференцированных типов (хондритов) и продуктов полной дифференциации метеоритного вещества, богатых железом (палласиты, железные метеориты), и силикатных (ахондриты), играет большую роль в понимании процессов образования планет земной группы.

Принято считать [18], что метеориты и астероиды — это обломки множества небольших планет, не успевших стабилизироваться и распавшихся в результате взрыва под давлением газов (главным образом водорода), сосредоточивающихся в их недрах в ходе начальной дифференциации и внутреннего расслоения. Однако о величине материнских тел метеоритов судить трудно как по размеру астероидов (обломков планет), так и по общей массе вещества в поясе астероидов, которая постоянно уменьшается в результате падения метеоритов в течение уже более 4,5 млрд. лет. Возможно, отдельные подобные тела были достаточно большими, чтобы обеспечить высокое давление в недрах, необходимое для образования алмазов, свойственных определенным типам метеоритов (уреилиты, часть железных метеоритов).

Хондритовыми флюидными магмами представлено первичное метеоритное вещество (из него формировались планеты земной группы), испытавшее в протопланетных телах только начальную

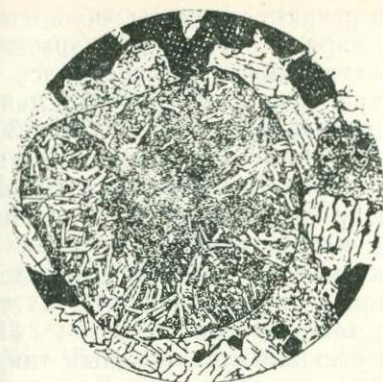


Рис. 30. Хондрит Саратов диаметром 1,5 мм. Зарисовка А. Н. Заварицкого и Л. Г. Кваши.

Каплевидная хондра, микролитовая с краев и полностью стекловатая в центре, заключена в более раскристаллизованной матрице, сложенной металлическим железом (темные зерна), оливином, пироксеном и стеклом. Микролиты представлены оливином, удлиненные кристаллы которого росли внутрь от поверхности хондры



Рис. 31. Хорошо раскристаллизованный хондрит Бородино (Московская область) диаметром 3,5 мм. Зарисовка А. Н. Заварицкого и Л. Г. Кваши.

Содержит двойную хондру (внутренняя хондра колосниковой структуры заключена во внешней хондре флюидальной текстуры)

примитивную дифференциацию, предшествующую расслоению планет на богатое железом ядро (соответствует палласитам и железным метеоритам) и силикатную оболочку (соответствует ахондритам). В результате такой дифференциации хондриты разделились на относительно бедные (обыкновенные L , LL , H) и богатые сульфидами, а также медью и цинком (E , F , C).

Ряд обыкновенных хондритов $LL-L-H$ отражает последовательное повышение в их составе количества железа. Аналогичные ряды хондритов прослеживаются в других их типах: энстатитовых ($E3-E2-E1$), форстеритовых ($F3-F2-F1$) и углистых ($C3-C2-C1$).

Процессы дифференциации (собственно магматической и последующей кристаллизационной) находят отражение в текстурах и структурах хондритов, особенно в стекловатых разновидностях, в которых они хорошо сохранились в результате быстрой консолидации (закалки).

Хондриты получили свое название благодаря отчетливо выраженной неоднородности своего строения: в них различается тонкая эмульсия относительно светлых силикатных каплевидных выделений (хондр), погруженных в более темную железосиликатную матрицу. Эта текстура, аналогичная микровариолитовой текстуре лунных и земных пород, отражает проявление жидкостной несмешиваемости, имевшей место в хондритовых магмах, по-видимому, еще

до их кристаллизации, поскольку встречаются хондры, полностью сложенные вулканическим стеклом, наряду с раскристаллизованными в различной степени. Кристаллизация распространялась от краев хондр внутрь, так что их центральные части нередко менее раскристаллизованы, чем краевые, и содержат стекло (рис. 30). О силикатных каплевидных выделениях в докристаллизационный период развития хондритового магматизма свидетельствуют наблюдаемые текстуры налипания хондр друг на друга и слияния их с образованием двойных хондр (текстура хондра в хондре).

Подобные текстуры, ярко выраженные в стекловатых хондри-тах, иногда сохраняются в хорошо раскристаллизованных их типах, примером чего может служить хондрит Бородино (рис. 31), хотя при переходе от стекловатых к раскристаллизованным типам хондровая текстура, как правило, затушевывается, хондры теряют каплевидную форму и превращаются в бесформенные, так называемые амебовидные, включения светлых минеральных агрегатов в зернистой, богатой железом матрице. По составу эти включения практически не отличаются от хондр. Они также характеризуются низким содержанием железа, которое в них обычно полностью входит в состав силикатов (оливина, пироксена), тогда как заключающая их матрица настолько богата железом, что оно не только присутствует в силикатах, но и в значительной мере выделяется в виде самородного сплава никеля и железа. Хондры и амебовидные включения соответствуют по составу ахондритам.

На рис. 29 штриховыми стрелками намечены направления эволюции хондритовых магм, связанной с отделением от них силикатных хондр. Поскольку последние относительно бедны железом (оно представлено в них в закисной форме), отделение хондр сопровождается увеличением в хондритовых магмах содержания железа и понижением степени его окисления — величины Fe/FeO , что соответствует ряду хондритов $LL-L-H$. Однако этот ряд явно дискретен. Он осложняется, вероятно, явлениями жидкостной несмесимости — расщепления магм, промежуточных по составу между LL и L и между L и H , которые практически отсутствуют в обыкновенных хондритах. Такая дискретность составов широкого диапазона контрастности в некоторых случаях наблюдается в отдельных метеоритах, представляющих собой сочетания (в одном образце) обыкновенных хондритов различного типа, как отмечалось А. В. Ивановым с соавторами: L и LL (хондрит Paragould), LL и H (Dimitt, Mesmin, Ngawi) и др. Дальнейшая эволюция магм в ряду $LL-L-H$ и формирование расплавов более бедных магнием и богатых железом и сульфидами (обозначим их символом HH) практически не прослеживаются в метеоритах.

Крайняя редкость нахождения подобных метеоритов обусловлена, по-видимому, неустойчивостью соответствующих расплавов (восстановительного характера, богатых железом, сульфидами, никелем, медью и халькофильными металлами), распадающихся

на ультраосновную $F(C)$ и кремнекислую E хондритовые магмы (см. рис. 29): $E \leftarrow HH \rightarrow F(C)$.

Этот процесс расщепления хондритового вещества в какой-то мере отображается совместным нахождением хондритов типа $C(F)$ и E , описанным в брекчиевидном метеорите Kaidun массой около 2 кг, который упал на территорию Йемена в конце 1980 г. По данным А. В. Иванова и других исследователей, основную массу этого метеорита составляет сильно измененный углистый хондрит. Реликтовая высокотемпературная ассоциация минералов в нем представлена в хондрах размером 0,3—5,0 мм, сложенных энстатитом, форстеритом, камаситом ($Ni=5,9\%$), минеральными агрегатами пироксенов, оливина, камасита, троилита, пентландита ($Ni=16\%$), отдельные обломки обогащены гибонитом и перовскитом. В общем же этот пироксен-форстеритовый по первичному составу хондрит практически полностью превращен в углистый, в котором матрица (около 70 % объема) и отчасти хондры состоят из углистого вещества, водных слоистых силикатов, карбонатов, магнетита и других вторичных продуктов низкотемпературного замещения первичных минералов. В массе этих продуктов вторичного изменения содержатся участки слабо измененного хондрита Kaidun IV с хондрами (0,3—6,0 мм), погруженными в матрицу, состоящую из орто- и клинопироксена, форстерита, камасита ($Ni=7,4$; $Si=0,6\%$) и хромистого троилита ($Ti=0,4$; $Cr=4,4\%$). Этот хорошо сохранившийся участок первичного хондрита относится к типу энстатит-форстеритовых хондритов, представляя собой ту основу, на которой развивается углистый хондрит в результате гидратации и окисления первичных минералов.

В углистом хондрите имеются включения энстатитового хондрита Kaidun III, также подвергшегося, но в меньшей мере вторичной гидратации и окислению. Он содержит редкие хондры и состоит в основном из энстатита и плагиоклаза, в интерстициях между зернами которых находятся минеральные агрегаты, выполненные камаситом ($Ni=5,7$, $Si=2,8\%$), троилитом ($Ti=0,4$, $Cr=0,9\%$), добреелитом, найнинджеритом, джерфишеритом и шрейберзитом. В силикатах отмечаются выделения кремнезема. Металлическое железо и сульфиды в энстатитовом хондрите замещают вторичными агрегатами хлорита и гидроксидов железа. Наложенные процессы брекчирования и гидратации, сопровождаемой отложением углеродного вещества и окислением, затушевали первичные соотношения энстатит-форстеритового (F) и кварц-энстатитового (E) хондритов, входящих в состав сложного метеорита Kaidun. Однако сам факт нахождения хондритов этих типов в одном метеорите свидетельствует об их родственных отношениях, о вероятном происхождении в результате расщепления остаточного флюидного хондритового крайне богатого железом расплава (HH), состав которого является промежуточным между $F(C)$ и E по содержанию сульфидной серы.

Средние значения концентрации FeS в хондритах характеризуются следующими числами (массовые доли, %): 5,67—6,06 — обыкновенные хондриты; 10,7 — энстатитовые хондриты; 6,08—16,88 — углистые хондриты.

Обыкновенные хондриты LL, L и H по среднему содержанию сульфидной серы практически неразличимы, однако наиболее богатые железом их разновидности типа *H* очень существенно обогащены троилитом, приближаясь, как отмечалось, по присутствию этого минерала к богатым сульфидами хондритам типа *E* и *C*. Намечающийся таким образом ряд хондритов с последовательным понижением в них железистости силикатов (*LL—L—H—E* и *C*) отражает накопление в соответствующих хондритовых магмах не только железа (и никеля), но и сероводорода и других летучих компонентов (H_2 , CH_4), способствующих усилению восстановительной обстановки хондритообразования.

Энстатитовые хондриты типа *E* отличаются от обыкновенных хондритов необычайным разнообразием минерального состава. Они сложены клиноэнстатитом, самородным железом (камаситом), троилитом и содержат тридимит (кварц), плагиоклаз, найннджерит, добреелит, ольдгамит, алабандин, шрейберзит, когнит, графит, сионит (Si_2NO_3) и др. Эти хондриты пересыщены кремнеземом (имеют кварц-плагиоклаз-энстатитовый нормативный состав), который представлен кварцем, кристобалитом (Абее, пров. Альберта в Канаде) или тридимитом (Atlanta, шт. Луизиана в США), что свидетельствует о высокотемпературном характере хондритового петрогенезиса. При отделении энстатитовых хондр, обычных в этом типе хондритов, кремнезем накапливается в матрице совместно с камаситом и троилитом. Такие хондры идентичны по составу обртам, представляющим энстатитовый тип ахондритов. В редких случаях кремнезем выделяется в энстатитовых хондритах в виде мелких хондр (рис. 32), погруженных в плагиоклаз-кварц-энстатит-камаситовую матрицу.

Появление их отражает известную несмесимость расплавов (рис. 33) в системе состояния клиноэнстатит — кварц редуцирующей с ростом флюидного давления и понижением температуры кристаллизации магм (с последовательным сближением по составу продуктов магматического расщепления). Диаграмма отражает только энстатит-кварцевый тип магматического расщепления, фиксируемый хондритовой текстурой в хондрите типа *E* (St. Mark) [10]. Обычно в энстатитовых хондритах содержатся каплевидные энстатитовые хондры, которые соответствуют по составу обртам.

Средние составы *углистых хондритов C1, C2, C3* даны в пересчете их на безводное вещество при полной восстановленности железа и других элементов, что позволяет непосредственно сопоставлять их по составу с хондритами других типов (и включать в подсчет среднего состава хондритов). На рис. 34 даны главные типы



Рис. 32. Кварцевая тонкозернистая хондра в энстатитовом хондрите Святой Марк (снимок при одном никеле, диаметр хондры 0,2 мм). По Р. Гранту [10]

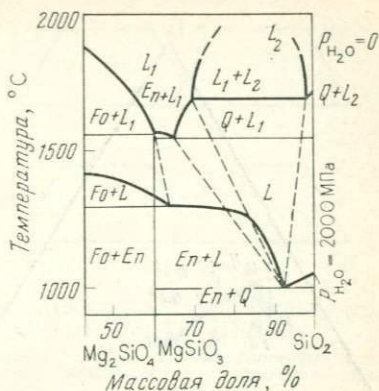


Рис. 33. Диаграмма состояния системы форстерит — клиноэнстатит — кварц (тридимит, кристобалит) Fo — En — Q в «сухих» условиях ($P_{H_2O} = 0$) и при высоком давлении флюида ($P_{H_2O} = 2000$ МПа)

и разновидности хондритов по их средним составам. Диаграмма отражает обогащенность тронилитом хондритов, связанных своим происхождением с остаточными хондритовыми магмами (E , F , C), относительно обыкновенных хондритов (LL , L , H), практически не различающихся по содержанию сульфидов. Сульфиды присутствуют в основном в матрице хондритов (совместно с металлическим железом), так что содержание их возрастает с переходом от светлых хондритов, сложенных в основном хондрами ($C3$ и др.), к темным хондритам ($C1$ и др.), в составе которых доминирует матричное вещество, что для ряда углистых хондритов обозначено на диаграмме стрелкой.

Перейдем к характеристике *ахондритов*. Преобладающие среди них пироксеновые ахондриты подразделяются на бедные кальцием (энстатитовые — обриты и гиперстеновые — диогениты) и богатые (пироксен-плаггиоклазовые эвкриты и говардиты, пироксеновые ангриты и оливин-пироксеновые наклиты). Они близки по химическому и минеральному составу пироксенитам (обриты, диогениты) и эвкритовым габбро или базальтам (говардиты, эвкриты), но формировались в более восстановительной обстановке (содержат самородное железо). Эвкриты особенно близки лунным (известковым) базальтам (по составу, геохимическим особенностям и структуре), вследствие чего выделяются под названием базальтовых метеоритов. Большинству метеоритов рассматриваемого типа свойственны признаки формирования их путем магматической кристаллизации в вулканических высокотемпературных условиях — наличие вулканического стекла, порфириров структур,

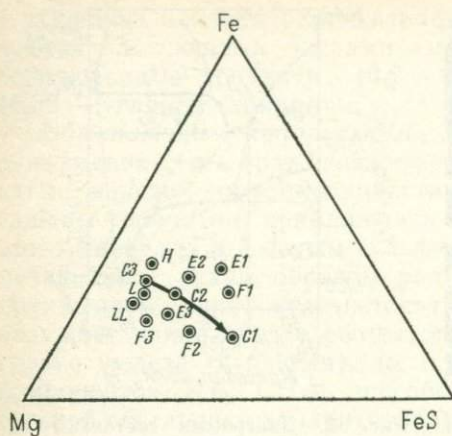


Рис. 34. Петрохимическая диаграмма Fe—FeS—Mg хондритов различного типа — обыкновенных (LL, L, H), энстатитовых (E1, E2, E3), форстеритовых (F1, F2, F3) и углистых (C1, C2, C3), составленная по их средним составам.

Стрелкой намечено изменение состава углистых хондритов при переходе от разновидностей, богатых хондрами (C3), через промежуточные (C2) к разновидностям, почти не содержащим хондр (C1)

дендритовых, радиально-лучистых, колосниковых кристаллов, первичной зональности вкрапленников и др. Вулканическая природа метеоритов подтверждается также наличием обломочных стекловатых пород, которые можно рассматривать в качестве ахондритовых туфов. Однако наряду с вулканическими типами имеются полностью раскристаллизованные (зернистые) ахондриты, свидетельствующие об условиях более медленной кристаллизации магм в плутонической и переходной к ней фациях, в которых достигались более равновесные соотношения между минералами. Это различие прежде всего отражается на соотношении состава пироксенов (рис. 35). В раскристаллизованных (равновесных) плутонических типах ахондритов железистость ортопироксена и клинопироксена стабилизировалась соответственно с общим содержанием железа и окислительно-восстановительными условиями, определяющими выделение части железа в металлическом состоянии.

Фракционирование железа в ходе кристаллизации вулканических ахондритов, приводящее к широким вариациям железистости пироксенов — от магнезиальных до крайне железистых, отличает их от соответствующих им по составу ахондритов, переходящих к плутоническим, с фиксированной железистостью пироксенов, стабилизировавшихся в ходе медленного охлаждения магм. Аналогами неравновесных ахондритов являются на Луне эвкритовые (известковые) базальты (рис. 36), в которых составы сосуществующих пироксенов варьируют в еще более широком диапазоне железистости.

Таким образом, первичное расслоение протопланетного (хондритового) вещества относилось к палласит-ахондритовому типу и сопровождалось отделением Луны, общий состав которой соответствует ахондритам (диогенитам). В дальнейшем внутренняя более

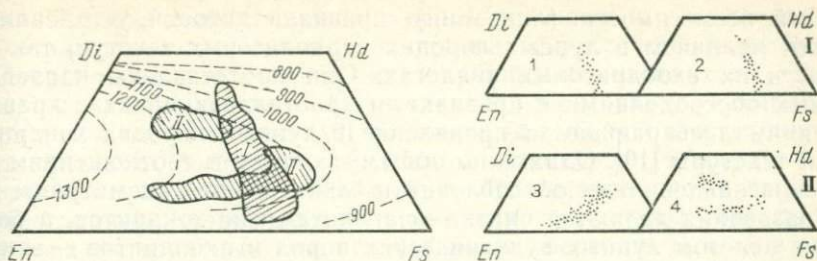


Рис. 35. Сопоставление вариационных диаграмм пироксенов из плагиоклаз-пироксеновых ахондритов (эвкритов, шерготтитов). По Дж. Пепайку.

I — равновесных плутонических (1 — Stannern, 2 — Nuevo Laredo), II — неравновесных вулканических (3 — Pasamonte, 4 — Shergotty). Пунктирные линии — изотермы распада твердых растворов (°C)

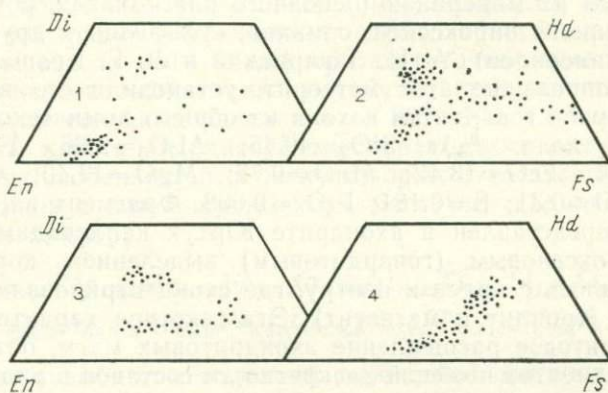


Рис. 36. Сопоставление вариационных диаграмм пироксенов в лунных породах формаций лейкодOLERИТОВ (1) и МЕЛАНКРАТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ (2) с аналогичными им ахондритами (шерготтитами) — Shergotty (3), Pasamonte (4). По Дж. Пепайку

флюидная палласитовая и внешняя ахондритовая (силикатная) зоны дифференцировались автономно.

Развитие внешней ахондритовой зоны и первичное расслоение Луны имело сходный базит-гипербазитовый характер и выражалось в разделении этой зоны на две части — уреилитовую (ультраосновную), соответствующую мантии Земли и ядерной части Луны, и эвкритовую (основную), составляющую первичные коры Земли и Луны с возрастом порядка 4,6 млрд. лет.

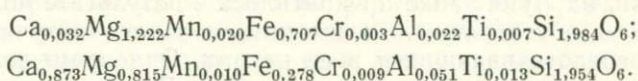
Это расслоение Луны при формировании ее коры плагиоклаз-пироксенового характера происходило в магматическую стадию и связывалось отчасти с процессами кристаллизации магмы, отчасти с ее жидкостным расслаиванием в результате проявления

в ней несмесимости (ликвации), признаки которой устанавливаются наличием в лунных породах вариолитовых текстур, так же как в их ахондритовых аналогах. Они представлены каплевидными обособлениями с признаками кристаллизации их с краев и принимались раньше за проявление в лунных породах хондритовой текстуры [10]. Однако по общему составу и соотношениям составов каплевидных обособлений и заключающей их матрицы эти образования являются близкими аналогами не хондритов, а богатых железом лунных вулканических пород и ахондритов — эвкритов, шерготтитов, наклитов (базальтовых ахондритов) и говардитов. Из числа этих ахондритов особенно интересен обломочный (пирокластический) ахондрит Юртука (Запорожье, УССР), который можно, по-видимому, назвать литокристаллокластическим туфом смешанного состава, так как он состоит из обломков говардита и эвкрита офитовой структуры (размером до 2 мм) наряду с осколками их минералов (основного плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксенов, оливина, сульфидов и других непрозрачных минералов). А. Н. Заварицкий и Л. Г. Кваша в 1952 г., детально описавшие этот метеорит, установили его принадлежность к группе говардитов исходя из общего химического состава (массовая доля, %): $\text{SiO}_2=49,45$; $\text{Al}_2\text{O}_3=9,66$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=2,88$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,04$; $\text{FeO}=13,42$; $\text{MnO}=0,72$; $\text{MgO}=17,40$; $\text{CaO}=6,36$; $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=0,31$; $\text{S}=0,181$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,008$. Фрагмент вариолитовой текстуры представлен в ахондрите Юртука каплевидным существенно пироксеновым (говардитовым) выделением, которое кристаллизовалось с краев к центру, где сконцентрировались рудные минералы (троилит и магнетит). Эта текстура характеризует говардитэвкритовое расщепление ахондритовых магм, объясняющее один из элементов в общей дискретности составов в ряду метеоритов: урейлиты — диогениты — говардиты — эвкриты.

Горные породы на Луне, относящиеся к древнейшей формации (4,6 млрд. лет), слагают возвышенные части лунной поверхности, покрытой реголитом — обломочными стекловатыми, по-видимому, пирокластическими лейкократовыми образованиями типа вулканической тефры. Реголит и массивные стекловатые породы подверглись частичному изменению под действием метеоритных ударов, которое выражалось в частности в переплавлении первичных стекол при очень высокой температуре, способствующей дегазации расплавов. В результате вулканические богатые водородом и другими летучими компонентами стекла в значительной мере заместились на лунной поверхности импактными дагазированными стеклами, в которых они содержатся в виде реликтов [1].

Флюидный характер магматизма Луны и материнских планет метеоритов доказывается обилием пирокластических метеоритных и лунных пород, отражающих высокую эксплозивность вулканизма, наличием пузыристых типов пород и более низкой температурой кристаллизации плутонических (полностью раскристалли-

зованных) пород по сравнению с вулканическими (стекловатыми), что отражает более сильный флюидный эффект понижения температуры магм в плутонических (глубинных) условиях по сравнению с вулканическими. Показательно образование пузырьков газов в лунных базальтах [10], несмотря на высокую восстановленность флюидов, состоящих в основном из водорода, обладающего высокой миграционной способностью. Вследствие этого широко распространено ошибочное мнение о том, что лунные базальты, как и их метеоритные аналоги (эвкриты, шерготтиты, наклиты), кристаллизовались из бедных летучими компонентами (существенно дегазированных) магм и представлены преимущественно высокотемпературными 1200—1300 °С стекловатыми пижонитовыми эвкритовыми базальтами, плагиобазальтами, долеритами, микроанортозитами, образующими лавы и стратифицированные обломочные отложения. Однако в богатых плагиоклазом обломочных типах этих пород имеются минеральные ассоциации, отвечающие плутонической фации изверженных пород, кристаллизовавшихся в глубинных очагах (10—40 км) при достаточно высоком флюидном давлении, способном снизить температуру кристаллизации глиноземистых основных расплавов до 800—900 °С. Такие низкие температуры кристаллизации устанавливаются по ряду их минералогических особенностей, к числу которых относится ассоциация ортопироксенов с клинопироксенами, богатыми кальциевым компонентом, например:



Развитие подобных ассоциаций пироксенов при магматической кристаллизации вместо высокотемпературных пижонитовых пироксенов происходило в глубинных очагах высокого флюидного давления в фации высокой температурной устойчивости основных расплавов, эвтектические составы последних были сильно смещены в сторону плагиоклаза (битовнита). Подобные ассоциации минералов можно отнести к типу интрателлурических (глубинных), вынесенных на лунную поверхность в результате извержения магм, частично раскристаллизованных на глубине (в плутонических условиях). В целом процесс может быть охарактеризован термином *эксплозивный плутонизм*, который используется в вулканологии при объяснении генезиса продуктов низкотемпературной магматической кристаллизации, находимых в лавах и пирокластических образованиях.

Продукты кристаллизации остаточных магм, обогащенные калием, редкими землями, титаном и фосфором, а также кислые их производные, связанные с ликвационными расщеплениями этих магм, играют в лунном петрогенезисе незначительную роль. Лунные породы древнейшей формации в основном представляют по

нормативному составу анортит-пироксеновый тренд магматической дифференциации, продолжение которого можно проследить в ряду ахондритов аналогичного возраста (4—5 млрд. лет): эвкриты — говардиты — диоганиты. Этот ряд лунных пород и ахондритов представляет, по-видимому, первичные основные коры планет земной группы, подстилаемые ультраосновным мантийным веществом, о котором можно судить по лунным перидотитам или по ультраосновным ахондритам (уреилитам).

Вывод о том, что в ходе первичного расслоения планет флюидные компоненты концентрируются преимущественно в их внутренних частях (ультрамафических, богатых железом), имеет важное петрогенетическое значение. Из него следует, что консолидация планет, развивающаяся от их внешних оболочек к центральным частям, должна сопровождаться возрастанием внутреннего флюидного давления и периодически приводить к образованию ослабленных подвижных зон миграции флюидных компонентов, восходящие потоки которых стимулируют развитие метаморфизма, магматизма и обновления коры и мантии планет, завершающего их эндогенную эволюцию. На Луне это представлено в его начальной стадии и связано с образованием вулканических депрессий («морей») на поверхности этой планеты (с возрастом 3,2 млрд. лет), наложенных на ее более древнюю кору (4,6 млрд. лет) в виде зон рассеянного спрединга (рифтинга). Развитие формации пород, выполняющих депрессии богатыми железом меланократовыми базальтами, на Луне давно прекратилось в результате полной консолидации и обусловленной этим потери запаса летучих компонентов, сосредотачивавшихся в ее недрах. Одновременно прекратило свое существование и магнитное поле Луны, породы которой обладают только остаточной намагниченностью. Аналогично в ряду ахондритов различаются древние образования, отвечающие первичным корам их материнских планет, — уреилиты, обриты, диогениты, говардиты, эвкриты (например, Juvinas с возрастом 4,5 млрд. лет), и относительно молодые, отвечающие этапам последующего обновления древних кор, богатые железом ахондриты, которые представляют собой метеоритные аналоги лунных пород (возраст в млрд. лет); по К. Вуду и Л. Ашву: шерготтиты — Shergotty (1,34), Zagami (1,34) и др.; наклиты — Nakhla (1,37), La Fayette (1,33), Governador Valadares (1,33); шассиньиты — Chassigny (1,39), Brachina (1,27).

Палеомагнитные измерения определяют значительно более низкую остаточную намагниченность шерготтитов, равную 0,79 А/м по сравнению со средней величиной 8,76 А/м для эвкритов. Это дополнительно свидетельствует о формировании этих метеоритов на поздней стадии развития их материнских планетных тел (в условиях затухания напряженности магнитных полей).

На Земле непрерывное обновление внешних оболочек продолжается и в настоящее время под воздействием флюидных потоков,

восходящих из ее ядерных глубин, частично сохраняющих еще свое жидкое (расплавное) состояние и способных вследствие этого удерживать массу летучих компонентов.

На Земле не сохранилось даже реликтов пород первичной коры, аналогичных эвкритам или лунным породам, например по изотопным характеристикам [18]. Первичная кора здесь полностью заместила новыми типами коры — континентальной (гранито-гнейсовой), составляющей древние щиты и основания платформ, и океанической (базальтовой), находящейся в постоянном обновлении. Древнейшие датировки на Земле (3,8 млрд. лет) относятся к гранитогнейсовому типу коры складчатого строения, ее развитие продолжается в настоящее время в ходе разрастания континентальных массивов за счет океанических впадин. Этот тип коры представляет высшую ступень эволюции внешних оболочек планет и не имеет аналогов на более примитивно развитых планетах, таких, как Луна и материнские планеты метеоритов.

Таким образом, петрогенезис на стадии далеко продвинувшейся эволюции планет земной группы имеет связь с их эндогенной активностью и с воздействием на них космического (метеоритного) вещества. Эндогенная активность свойственна только «живым» планетам, таким, как Земля, обладающим магнитным полем и запасом флюидных (водородных, углеводородных, сероводородных и др.) компонентов, сосредоточенных в их недрах, частично еще сохранивших жидкое (расплавное) состояние. Планеты, которые можно назвать «мертвыми», такие, как Луна, утратили свою тектоническую активность и магнитное поле вследствие их полной консолидации и потери летучих компонентов.

Вулканизм на Луне в прошлом имел необычайно эксплозивный (взрывной) характер, особенно в ранние этапы ее развития (4,6 млрд. лет назад), в которые извергались лейкократовые (богатые плагиоклазом) эвкритовые базальты и долериты и на ее поверхности формировались мощные покровы обломочных пород — лунного реголита. Эти покровы похожи на пепловые и другие пирокластические рыхлые отложения в вулканических областях на Земле (вулканическую тефру), образовавшиеся в связи с газовыми взрывами. Наряду с этим происхождение обломочных пород на Луне отчасти может быть объяснено дроблением в результате падения метеоритов. Кратеры от их падения в большом количестве устанавливаются на лунной поверхности, хотя они не всегда надежно отличаются от вулканических кратеров. С течением времени вулканизм на Луне утрачивал свой бурный эксплозивный характер, сменяясь более спокойным излиянием лав в депрессиях лунной поверхности.

Изложенные представления о высокой эксплозивности вулканизма на Луне на первый взгляд противоречат широкому распространению на лунной поверхности стекол бедных летучими компонентами. Но это относится только к стеклам импактного проис-



Рис. 37. Космический снимок планеты Ио (спутника Юпитера), сделанный 4 марта 1979 г. американской межпланетной станцией Вояджер-1 с расстояния 490 тыс. км [40], фиксирует гигантское эксплозивное вулканическое извержение (на высоту 160 км), которое четко вырисовывается на темном фоне космического пространства над поверхностью планеты

хождения, от которых вулканические стекла отличаются высоким содержанием водорода и других газов [1].

В последние годы эта проблема получила неожиданное освещение в результате открытия американской автоматической станцией Вояджер-1 на планете Ио (спутнике Юпитера) активного вулканизма необычайно высокой эксплозивности. Планета Ио (диаметр 3640 км, плотность 3,53 г/см³) является аналогом Луны (диаметр 3476 км, плотность 3,341 г/см³). Путем фотографирования поверхности Ио были обнаружены восемь действующих вулканов, извергающих пирокластический материал на высоту 70—280 км со скоростью около 1 км/с и покрывающих поверхность планеты пепловыми отложениями. На рис. 37 показано одно из таких извержений с выбросом материала на высоту 160 км со скоростью 1920 км/ч., что свидетельствует об извержении плотных частиц (обломков вулканического стекла, минералов и горных пород). Такая скорость выбросов материала вряд ли была бы достигнута, если бы материал был представлен только серой и газами (SO₂ и др.), как предполагается некоторыми исследователями. Интерпретация эксплозивного вулканизма на планете Ио была дана П. Н. Кропоткиным: «Снимки спутника Юпитера Ио, сделанные с Вояджера-1 в марте 1979 года и спустя четыре месяца с Вояджера-2, показали нам, на что могла походить Луна в геологическом прошлом. Ио является почти точной копией Луны по своим размерам ($\varnothing = 1,048 \varnothing$ Луны) и плотности (1,057 плотности Луны). Восемь вулканов выбрасывали пепел со скоростью, достаточной для того, чтобы этот материал был отброшен на рас-

стояние, равное почти $\frac{1}{4}$ окружности Ио. Такую кинетическую энергию могли сообщить вулканическим выбросам только глубокие газы. Извержения, сопровождавшиеся излиянием раскаленной лавы, продолжались и через 4 месяца. В результате, например, вулкан Прометей, имеющий у основания 200 км в поперечнике, успел изменить свою форму — его сердцевидный контур стал кольцеобразным. Кальдеры на поверхности Ио очень многочисленны, расстояние между ними обычно не больше 300 км: их размеры достигают 35—100 км. Кальдеры диаметром более 20 км встречаются в среднем в количестве более 5 на 1 млн. км² (их более 200 по всей поверхности Ио). В целом аналогия между несомненно вулканическим рельефом Ио и рельефом сильно кратированных областей Луны напрашивается сама собой» [5, с. 193].

Уникальное по своему значению открытие действующих вулканов на планете Ио позволяет нам со всей наглядностью представить, что происходило на Луне около 4 млрд. лет назад в период расцвета на ней эксплозивного (взрывного) вулканизма. Однако аналогия Ио с Луной касается только внутренних параметров планет и их эндогенной активности. Поверхностные условия этих планет совершенно различны в соответствии с различной удаленностью их от Солнца.

Планета Ио в пять раз дальше от Солнца по сравнению с Луной, и крайне низкие температуры на ее поверхности способствуют конденсации и замерзанию газов, извергающихся из ее недр в результате вулканизма, тогда как на Луне происходила более полная дегазация продуктов извержения. С помощью инфракрасного спектрометра, установленного на борту Вояджера-1, и наблюдений с Земли в продуктах извержений и на поверхности Ио выявлены сера, ее различные соединения и водород, но воды не было обнаружено. Поверхностными серными отложениями в депрессиях между выходами скальных пород объясняется пестрая окраска планеты (красные, оранжевые, желтые, коричневые, черные и белые цвета). Однако существенной роли эти флюидные жидкие и замерзшие отложения в строении планеты Ио не играют, как можно судить по ее плотности, превышающей плотность Луны. Это типично каменная, самая плотная планета (с флюидно-магматическим ядром) в системе спутников Юпитера, плотность которых последовательно падает с удалением от материнской планеты (в скобках плотность, г/см³): Ио (3,53), Европа (3,04), Ганимед (1,93), Каллисто (1,79) и т. д. Очевидно, с удалением от Юпитера условия дегазации планетного вещества его спутников становились все менее благоприятными и выделяющиеся из их недр флюидные (легкие) компоненты во все большей мере оставались в составе планет и намерзали на каменные ядра, формируя их внешние ледяные оболочки. Флюидным компонентам не удалось накопиться на внешней оболочке Ио, содержание флюидного ледяного покрова возрастает по мере удаления планет от Юпитера.

Среди перечисленных спутников Юпитера Европа выделяется своей гладкой поверхностью, что приводит к представлению о наличии у нее в прошлом сплошной гидросферы, превратившейся затем в панцирь, сложенный растрескавшимся льдом (в инфракрасном спектре Европы преобладают линии, характерные для воды). Еще большую роль ледяной компонент играет в строении Ганимеда. Уникальные снимки этой планеты, сделанные с Вояджера-1, позволили обнаружить гигантскую брекчиевую структуру ее поверхности: множество обломков скальных пород темно-серого и черного цвета цементируются светло-серым трещиноватым льдом. Такие структурные соотношения скального каменного или силикатного и ледяного (флюидного) материала свидетельствуют о колоссальных внутренних напряжениях, связанных с консолидацией планеты и создаваемых флюидами, поднимавшимися из ее недр, дробившими внешние оболочки и цементировавшими их обломки в результате замерзания вблизи поверхности, где температура составляет -130°C . Именно такими внутренними напряжениями объясняются распад планет-спутников и дробление их вещества (автобрекчирование), что и приводит к возникновению колец вокруг материнских планет (Сатурн, Уран, Юпитер), сложенных камнями и льдом (обломками планет-спутников). Такая трактовка взаимоотношений колец, окружающих планеты, и их спутников подтвердилась новейшими данными, полученными межпланетными станциями Пионер и Вояджер. С их помощью было обнаружено внутреннее кольцо Юпитера, сложенное тонко измельченным материалом, и детально изучены кольцевые системы Сатурна и Урана, в которых «каждое кольцо, возможно, представляет остатки разрушившегося небольшого спутника, удерживаемые на орбите одним или несколькими крупными фрагментами» [5, с. 274]. Было зафиксировано множество узких колец и показано, что частицы в кольцах не могут объединяться (подвергаться аккреции) и образовывать планетные тела, поскольку приливное действие материнских планет (Сатурна, Урана, Юпитера) разрушило бы их.

Таким образом, рассмотренные взаимоотношения между метеоритами различного типа и лунными породами приводят к выводу о том, что наиболее примитивными магматическими породами являются хондриты, в текстуре которых запечатлено само начало дифференциации первичных магм, носившей характер жидкостной несесимости — распада на эмульсию силикатных капель и богатую железом матрицу.

Важна аналогия расчетных составов планет и хондритов: Меркурий (хондрит типа *НН*), Венера и Земля (*Н*), Марс (*L, LL*), показывающая, что проблема генезиса первичных хондритовых магм сводится, по существу, к проблеме происхождения протопланетного вещества. Чтобы приблизиться к ее разрешению, привлечем данные по изотопам кислорода хондритов и их хондр

Соотношение $[^{18}O/^{16}O]$ изотопов кислорода в горных породах, метеоритах, хондрах и матрице хондритов. По Р. Клайтону и Т. Маеде

Тип	Характеристика	$\delta^{18}O$	$\delta^{17}O$
Хондриты СЗ	Средний состав (2)	0,96	-3,28
	То же (3)	-1,50	-5,25
	Валовой состав Allendo	1,64	-2,56
	Хондры Allendo (6)	3,73	1,34
	То же (2)	3,16	0,28
	»	2,13	-1,24
	Хондры Allendo	0,30	-3,50
	То же	3,77	1,45
	»	3,60	1,00
	»	4,60	-0,20
	»	2,50	-1,90
	Хондры Ефремовки	0,40	-5,30
	То же	-2,00	-3,60
	»	2,70	-2,20
»	1,40	-4,90	
»	2,30	-4,40	
»	-3,40	-6,40	
Палласиты (Pal)	Средний состав (9)	2,94	1,13
	То же (2)	-2,85	-6,30
Железные метеориты (I)	Средний состав (2)	3,70	1,94
	То же (3)	4,41	3,33
	» (7)	4,78	2,01
	Валовой состав Woodbine	5,21	2,25
Эвкриты (Euc)	Средний состав EETA (3)	3,42	1,57
	То же (5)	3,68	1,70
Лунные породы (Lu)	Лейкократовый долерит	5,84	2,86
	То же	5,46	2,75
	Дунит	4,99	2,54
	Стекло (2)	5,27	2,64
Земные породы (Ea)	Базальт	5,05	2,61
	То же	5,09	2,74
	»	5,39	2,85
	»	5,52	2,90
	»	5,22	2,76
	»	4,95	2,57
Шерготтиты (Sh)	Валовой состав EETA	4,38	2,58

Тип	Характеристика	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{17}\text{O}$	
Наклиты (<i>Nk</i>)	Валовой состав Nakhla	4,73	2,70	
	Валовой состав Lafayette	5,56	3,19	
Хондриты	<i>H</i>	Средний состав (4)	4,04	2,65
		Валовой состав Richardton	4,13	2,68
		Валовой состав Dhajala	4,10	2,80
		Матрица Dhajala	3,70	2,40
		Хондры Dhajala (2)	5,80	4,60
		То же (6)	4,76	3,51
		Хондры Dhajala (3)	3,24	1,86
		Хондры Dhajala	4,90	3,60
		То же	4,01	2,84
		»	4,88	3,66
		»	4,88	3,49
	»	5,00	3,74	
	»	4,90	3,70	
	<i>LL</i>	Средний состав (2)	6,00	4,25
		Валовой состав Semarkona	6,10	4,20
		Хондры Semarkona (4)	5,28	3,65
		Хондры	4,90	3,30
		То же	4,30	2,90
		»	5,40	4,20
Хондры Soko Banja		4,68	3,35	
<i>L</i>	Средний состав (6)	4,71	3,52	
	Валовой состав Hallingeberg	4,90	3,60	
	Хондры Hallingeberg (4)	5,18	3,75	
	Хондры	5,50	4,40	
	То же	4,70	2,80	
	»	5,20	3,40	
»	5,30	4,40		

Примечание. Цифры в скобках — число проб к средним значениям изотопных отношений.

(табл. 4). Хондриты по этим данным образуют закономерный ряд последовательного утяжеления кислорода, особенно в части содержания изотопа ^{17}O : *C3—HH—H—L—LL*, что прямо коррелируется с возрастанием в них железистости первичных силикатов (оливина, пироксенов) от близкой к нулю (в *C3*) до 25—30 (в *LL*) и соответственно степени окисления железа (отношения $\text{FeO} : \text{Fe}$) [18]. Эта вариация изотопного состава хондритов не связана с дифференциацией хондритовых магм, обусловленной отделением от

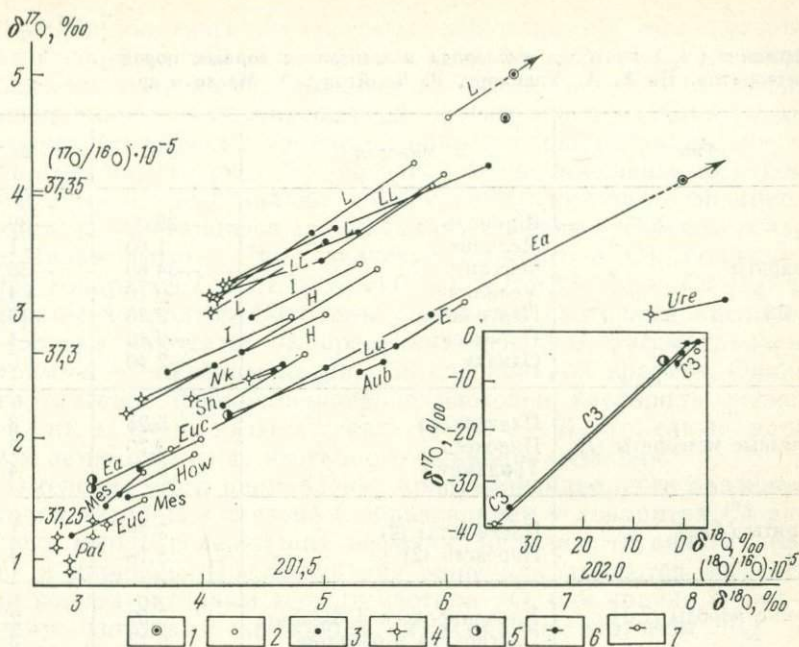


Рис. 38. Распределение изотопов кислорода (^{16}O , ^{17}O и ^{18}O) между минералами метеоритов, лунных и земных пород (сосуществующие минералы соединены коннодами):

1 — кварц, 2 — плагиоклаз, 3 — ромбический и моноклинный пироксены (в хондритах C3 — фассант), 4 — оливин, 5 — магнетит и ильменит, 6 — мелилит, 7 — шпинель. Здесь и на рис. 39 LL, L, H — обыкновенные хондриты; E — энстатитовые хондриты; C3 — углистые хондриты; Aub — обриты, How — говардиты, Euc — эвкриты, Sh — шерггиты, Nk — наклиты, Ure — уреилиты, Mes — мезосидериты, Pal — палласиты, I — железные метеориты, Lu — лунные породы, Ea — земные породы

них хондр, изотопный состав которых отличается незначительно и незаконмерно от валовых изотопных составов хондритов (кроме типа C3, обсуждаемого в дальнейшем). Ее нельзя связать также с эффектами кристаллизационной дифференциации хондритовых магм, как показывают изотопные данные по минералам хондритов [18], которые приводятся в табл. 5 и на диаграмме (рис. 38) в сопоставлении с данными по минералам других типов хондритов, лунных и земных горных пород.

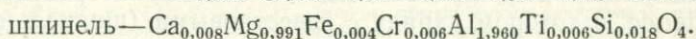
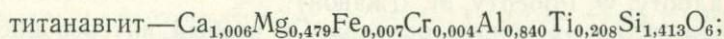
Приведенная сводка изотопных данных по минералам всех этих образований показывает, что минералами земных и лунных горных пород, так же как и минералами метеоритов, намечаются по существу одинаковые тренды изотопного фракционирования, обусловленные возрастанием химического сродства минералов к тяжелым изотопам кислорода (преимущественно к ^{18}O) в последовательности магнетит (и ильменит) — оливин — пироксены — плагиоклаз — кварц (и кристобалит). В земных и лунных породах

Содержание (‰) изотопов кислорода в минералах горных пород и метеоритов. По А. А. Ульянову, Р. Клайтону, Т. Маеде и др.

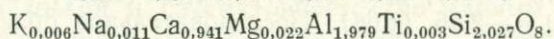
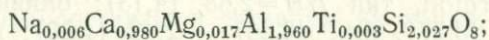
Тип	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{17}\text{O}$	
Хондриты <i>C3</i>	Шпинель	-38,00	-39,30	
	Мелилит	1,60	-1,90	
	Фассаит	-34,80	-35,70	
	Мелилит	-0,10	-4,00	
	Плагиоклаз	2,20	-3,10	
	Пироксен	-0,10	-4,40	
	Оливин	-2,40	-5,90	
Железные метеориты (<i>I</i>)	Плагиоклаз	5,25	3,40	
	Пироксен	3,70	2,55	
	Тридимит	6,47	4,60	
Эвкриты (<i>Euc</i>)	Плагиоклаз (2)	3,76	1,74	
	Пироксен (2)	3,18	1,51	
Лунные породы (<i>Lu</i>)	Клинопироксен в базальте	5,59	2,74	
	Плагиоклаз в базальте	6,13	3,11	
	Ильменит в базальте	4,20	2,18	
Земные породы (<i>Ea</i>)	Кварц	9,23	4,80	
	Магнетит	3,08	1,60	
	Ильменит	3,10	1,66	
Шерггиты (<i>Sh</i>)	Пироксен	4,15	2,26	
	Плагиоклаз	4,83	2,66	
Наклиты (<i>Nk</i>)	Пироксен	4,66	2,58	
	Оливин	3,90	2,32	
Хондриты	<i>H</i>	Плагиоклаз (2)	5,18	3,19
		Пироксен	4,30	2,70
		Оливин	3,37	2,19
	<i>LL</i>	Плагиоклаз (2)	6,15	4,18
		Пироксен (3)	5,02	3,59
		Оливин (3)	4,10	3,15
	<i>L</i>	Плагиоклаз	5,74	4,24
		Пироксен	4,90	3,67
		Оливин (2)	4,14	3,20
Кристобалит		8,80	6,50	

эти тренды практически совпадают друг с другом и с некоторыми типами эвкритов (*Ea*, *Lu*, *Euc*; см. рис. 38), сходными во многих отношениях с лунными базальтами. Тренды же изотопного фракционирования между минералами других типов метеоритов хотя и аналогичны земному тренду по направлению (параллельны ему на диаграмме, см. рис. 38), но закономерно смещены по отношению к нему и представляют иные уровни изотопного фракционирования, различающиеся по исходному составу (особенно в части содержания изотопа ^{17}O), значение которого $\delta^{17}\text{O}$ понижается в ряду хондритов *L* и *LL* (3,5—4,0 ‰) — *H* (2,5 ‰) — *C3* (2,5 ‰). Минералы хондритов *C3* бедны тяжелыми изотопами кислорода. Их составы находятся за пределами основной рассматриваемой диаграммы и показаны на рис. 38 специальной врезкой. Оливин-плаггиоклазовое фракционирование изотопов кислорода происходит в них на очень низком уровне ($\delta^{17}\text{O} = -5$), но также параллельно земному тренду изотопного фракционирования.

Изменение этого направления кристаллизационного разделения изотопов кислорода связано с образованием в хондритах *C3* анортитовых хондр, содержащих нефелин, мелилит, титанавгит (фассаит) и шпинель. Последние два минерала являются эффективными концентраторами легкого изотопа ^{16}O , они крайне бедны тяжелыми изотопами кислорода, и особенно изотопом ^{17}O (см. табл. 5). Благодаря этому свойству минералов, тренд кристаллизационного фракционирования изотопов кислорода (фассаит, шпинель) — (плаггиоклаз, мелилит, оливин) (см. рис. 38) выделяется линиями со значительно более крутым наклоном по сравнению с магнетит-оливин-плаггиоклазовым трендом. Составы титанавгита (фассаита) и шпинели в хондритах *C3* (G. Kurat et. al.) характеризуются ниже по данным изучения метеорита Bali:



По петрографическим данным фассаит-шпинель-мелилит-анортитовые хондры выделялись первоначально в матричном расплаве в виде жидких капель и кристаллизовались начиная с краев внутрь, как об этом можно судить по понижению в этом направлении номера анортита:



Хондриты типа *C3* представляют самый низкий уровень кристаллизационного фракционирования изотопов кислорода. Их крайнее положение в ряду хондритов (*LL—L—H—HH—C3*) связано с предельно восстановительными условиями кристаллизации соответствующих им флюидных магм щелочно-редкоземельного

типа. Об этом можно судить по очень низкой (близкой к нулю) железистости силикатов в составе хондритов *C3*, которая последовательно возрастает с переходом к обыкновенным хондритам (в скобках — средняя железистость силикатов): *C3* (близка к нулю) — *H* (18) — *L* (24) — *LL* (28). По этой особенности хондриты *C3* близки форстеритовым (*F*) хондритам, объединяясь с ними в генетическую группу метеоритов наиболее восстановительного характера, богатых сульфидами и халькофильными элементами. Вариации изотопов кислорода в этой группе хондритов, его последовательное утяжеление в ряду *C3* ($\delta^{18}\text{O}=1,6$, $\delta^{17}\text{O}=-2,6$) — *F* ($\delta^{18}\text{O}=2,2$, $\delta^{17}\text{O}=-1,2$) — *E* ($\delta^{18}\text{O}=5,7$, $\delta^{17}\text{O}=3,0$) отвечают фассаит (шпинель)-плагиоклазовому и фассаит (шпинель)-мелилитовому трендам изотопного фракционирования (см. врезку на рис. 38). Это позволяет связать происхождение хондритов *C3* и *E* с кристаллизационной дифференциацией флюидных расплавов типа *C3*, с отделением от них фассаита ($\delta^{18}\text{O}=-34,8$, $\delta^{17}\text{O}=-35,7$) и шпинели ($\delta^{18}\text{O}=-38,0$, $\delta^{17}\text{O}=-39,3$) или хондр, содержащих эти минералы (нормативные или модальные).

В группу углистых хондритов помимо хондритов *C3* входят их гидратированные и окисленные разновидности типа *C2* и *C1*, обогащенные вторичным углеродом. Изотопный состав наиболее богатых водой (18—20 % H_2O) хондритов *C1* ($\delta^{18}\text{O}=13,6$, $\delta^{17}\text{O}=8,4$) почти идентичен составу содержащейся в них воды ($\delta^{18}\text{O}=13,0$, $\delta^{17}\text{O}=7,3$). Сдвиг в направлении сближения с изотопным составом воды устанавливается и в более слабо гидратированных (10—16 % H_2O) хондритах *C2* ($\delta^{18}\text{O}=7,3$, $\delta^{17}\text{O}=1,2$), которые при их экспериментальной дегидратации становятся идентичными по изотопным соотношениям кислорода хондритам *C3* (дегидратированный *C2* хондрит Murchison: $\delta^{18}\text{O}=-4,0$, $\delta^{17}\text{O}=-7,2$, по Дж. Халботу, Ф. Роберту, М. Джавои).

Среди углистых хондритов типа *C3* особый интерес представляет Allende, в котором наряду с известковыми (шпинель-фассаитовыми и др.) и щелочными (оливин-нефелиновыми) хондрами, свойственными типу *C3*, содержатся оливиновые хондры, аналогичные хондрам хондритов *H*. По петрографическим и изотопным характеристикам они составляют недостающее звено связи между *C3* и обыкновенными хондритами типа *HH*. Ниже приводятся их значения $\delta^{17}\text{O}$ (‰: в скобках — величина $\delta^{18}\text{O}$): обыкновенный хондрит Richardton, тип *HH*=2,68 (4,13); оливиновые хондры Allende — 1,45 (3,77), 0,42 (3,20), —2,42 (1,20); валовой состав Allende (*C3*)=—2,56 (1,64). Последовательное облегчение отделяющихся хондр (особенно по изотопу ^{17}O) связано, по-видимому, с развитием в конце ряда обыкновенных хондритов *LL—L—H—HH* щелочного уклона и обогащением их нормативными фассаитом и шпинелью (концентраторами легкого изотопа кислорода; см. табл. 5), так что эволюционный ряд хондритовых составов завершается образованием флюидных магм, отвечаю-

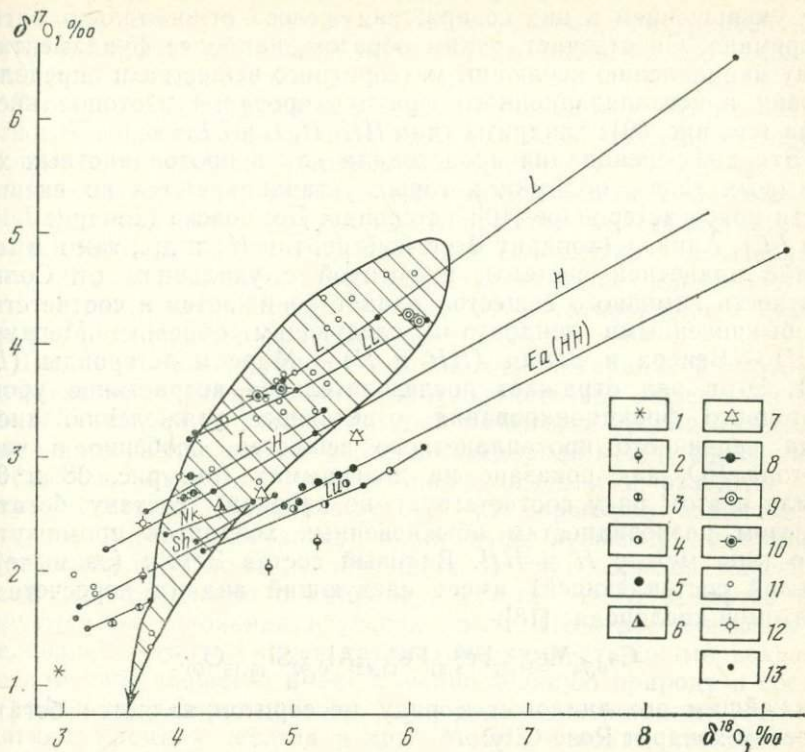


Рис. 39. Тренды фракционирования изотопов кислорода между минералами земных (Ea) и лунных (Lu) горных пород и метеоритов (см. табл. 4, рис. 38) в сопоставлении с изотопными данными (см. табл. 5) по их валовым составам и составам хондр и матрицы хондритов (заштрихованное поле):

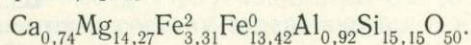
1 — палласиты; 2 — железные метеориты; 3 — эвкриты; 4 — лунные породы (базальты); 5 — земные базальты; 6 — шерготтиты; 7 — наклиты; 8—10 — обыкновенные хондриты различных типов (8 — H, 9 — LL, 10 — L), 11 — хондры обыкновенных хондритов и хондритов C3 (в нижней части диаграммы и за ее пределами в направлении, указанном стрелкой; см. табл. 5); 12 — матрица хондритов типа H; 13 — минералы (соединены коннодами). Контуром выделяется область валовых составов хондритов и хондр и предполагаемых протопланетных флюидных магм

щих типу хондритов C3, имеющих щелочно-известковую специфику.

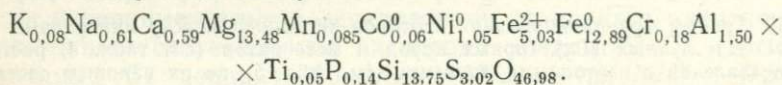
Ряд изотопных отношений обыкновенных хондритов, намечаемый по валовым составам и составам их хондр, выделяется на рис. 39 штриховкой и рассматривается по данным табл. 4 и 5 относительно трендов кристаллизационного фракционирования изотопов кислорода, намеченных линиями, соединяющими составы сосуществующих минералов. Этот ряд отчетливо пересекает кристаллизационные тренды, и утяжеление в нем кислорода прямо коррелируется как со степенью окисления элементов в хондритах, возрастающей в последовательности C3—HH—H—L—LL, так

и с уменьшением в них содержания железа относительно магния и кремния. Он отвечает, таким образом, наиболее фундаментальному направлению эволюции метеоритного вещества и определяет уровни кристаллизационного фракционирования изотопов кислорода (см. рис. 39): хондриты типа *HH*, *H*, *L* и *LL*.

Эта дифференциация происходила как в протопланетных хондритовых телах, обломки которых устанавливаются во внешней части пояса астероидов [10]: астероиды Дембовска (хондрит Jelica, тип *LL*), Алинда (хондрит Bremervörde, тип *H*) и др., так и в масштабе планетной системы, в которой с удалением от Солнца плотность каменного вещества планет понижается в соответствии с обыкновенными хондритами следующим образом: Меркурий (*HH*) — Венера и Земля (*HH* и *H*) — Марс и астероиды (*L* и *LL*). Этот ряд отражает последовательное возрастание уровня изотопного фракционирования, отвечающее утяжелению кислорода первичного протопланетного вещества, особенно в части изотопа ^{17}O , как показано на диаграммах (см. рис. 38 и 39). Земля в этом ряду соответствует по валовому составу богатым железом разновидностям обыкновенных хондритов промежуточного типа между *H* и *HH*. Валовый состав Земли (за вычетом газовой составляющей) имеет следующий вид (в пересчете на 50 атомов кислорода) [18]:



Ближайшим его аналогом в ряду метеоритов является богатый железом хондрит Rose City:



Рассмотренные диаграммы дают представление о вероятных различиях по изотопным соотношениям кислорода одноименных минералов, отвечающих последовательному повышению уровня изотопного фракционирования по содержанию изотопа ^{17}O с переходом от Меркурия (уровень *HH*; см. рис. 39) к Земле, Луне и Венере (уровень *H*), Марсу и его спутникам (уровни *L* и *LL*). Можно предположить, что еще более высокий уровень соответствует каменным ядрам планет группы Юпитера, распространенных уже за пределами внутренней зоны планет (см. рис. 26). По данным автоматических станций Вояджер [40] они полностью находятся в магматическом (расплавленном) состоянии под высоким флюидным давлением своих жидких и твердых (ледяных) оболочек. Валовые составы этих планет наиболее близки первичному протопланетному веществу, так как они практически не подвергались дегазации и выделяющиеся в ходе их дифференциации флюидные компоненты намерзали на поверхности планет вследствие очень низкой температуры (100—200 К) во внешней

планетной зоне. Этим они отличаются от планет внутренней зоны, которые проходили аналогичную стадию развития, но подвергались последующей дегазации.

Выявление в генеральной эволюции хондритового (протопланетного) вещества закономерного утяжеления изотопного состава кислорода в последовательности $C3-HH-H-L-LL$ дополнительно подтверждает вывод о его примитивности, о невозможности получения этого ряда хондритов путем кристаллизационной гравитационной дифференциации или селективного выплавления магм. Доказательством этого является текущее положение данного эволюционного тренда на рис. 39 по отношению к линиям кристаллизационного фракционирования изотопов.

Для объяснения природы возникновения первичной изотопной неоднородности хондритового (протопланетного) вещества в ряду $C3-HH-H-L-LL$, определяющей различные уровни кристаллизационного распределения изотопов кислорода между минералами, необходимо коснуться гипотез происхождения и развития Солнечной системы. Предполагается, что первичное вещество, из которого она образовалась, аналогично веществу туманностей (Крабовидной и др.), возникающих за счет взрывов массивных звезд. Представления о природе и составе этого вещества формируются на основании изучения комет. Спектроскопическое исследование кометы Галлея автоматическими станциями показало, что кометное вещество имеет каменно-ледяную природу и состоит из водорода, углерода, азота, кислорода и петрогенных металлов (магния, кремния, железа и др.). Можно считать, что изотопная неоднородность проявилась уже в этом первичном веществе в результате фракционирования изотопов кислорода при низкотемпературном разделении его на ледяную (H_2 , CH_4 , CO , H_2O и т. д.) и каменную (MgO , SiO_2 , FeO и т. д.) фазы. Эта неоднородность усилилась на стадии образования первичного диска, вращение которого способствовало отгонке каменных более плотных частиц к периферии и концентрации ледяных (флюидных) частиц во внутренней зоне.

Это сопровождалось эффектом, который можно назвать гидридно-оксидной дифференциацией. В результате железо и другие металлы с сильной тенденцией к образованию гидридов (FeH_2 и др.) накапливались во внутренней зоне «диска» совместно с летучими компонентами, а оксиды металлов, в том числе железа (MgO , FeO , CaO и др.), отгонялись больше на его периферию.

Аналогичная дифференциация вещества, хотя и в меньшем масштабе, была свойственна и протопланетным телам, в которых флюидные компоненты (в том числе гидриды железа, никеля) концентрировались преимущественно в их внутренних частях. Протопланетные тела на этой стадии представляли собой как бы уменьшенные модели вращающегося диска, порождаемые его сжатием.

С последующим сжатием диска и протопланетных тел, сопровождавшимся подъемом температуры, связывается образование флюидных хондритовых магм, которые унаследовали гидридно-оксидную неоднородность первичного вещества, в том числе изотопную.

Формирование спутниковых планет происходило уже на следующей флюидно-магматической стадии развития протопланетных тел в ходе их первичного расслоения и дальнейшего уплотнения, так как состав спутников соответствует не хондритам, а ахондритам, аналогичным по составу хондрам и внешним оболочкам планет, образовавшимся после выделения в планетах гидридно-металлических ядер. Стабилизации планет и их спутников способствовало их быстрое охлаждение с периферии (до 100—200 К) и образование в связи с этим жидких и ледяных оболочек, оказывающих ограничивающее давление на флюидно-магматическое (каменное) вещество в недрах и препятствующих его дегазации.

Охлаждению способствовала конденсация флюидного межпланетного вещества диска, в результате которой образовалось Солнце. Под его тепловым воздействием усилилась миграция флюидных компонентов с поверхности планет внутренней зоны, так что сплошные ледяные оболочки сохранились только во внешней удаленной от Солнца зоне, где и в настоящее время господствуют крайне низкие температуры и продолжается развитие ледяных оболочек планет.

Вывод о специфическом начальном периоде в развитии Земли, когда она обладала мощной флюидной (жидкой и ледяной) оболочкой, оказывающей ограничивающее давление на ее начинавшее консолидироваться расплавленное железосиликатное вещество, составлявшее в то время как бы ядро планеты, перекликается на первый взгляд с представлениями некоторых геологов (Л. И. Салоп, И. А. Резанов, В. И. Шульдинер и др.) о высоком давлении, господствовавшем на поверхности Земли в раннем архее.

Эти авторы аналогичным образом объясняют высокое давление наличием у Земли в далеком прошлом мощной и плотной оболочки газов, среди которых преобладал водород (в отличие от современной кислородно-азотной атмосферы). Геологическая аргументация их основывается на анализе парагенезисов минералов пород гранулитовой фации метаморфизма (гиперстен-силлиманитовых гнейсов и др., см. рис. 1), входящих в состав складчатых формаций докембрийских щитов и кристаллических массивов. Однако формации этих гнейсовых пород не относятся к ранней стадии эволюции Земли. Они возникли уже на высшей стадии эволюционного преобразования ее внешних оболочек. Входящие в их состав гнейсовые породы и мигматиты не имеют аналогов на примитивно развитых планетах, таких, как Луна и

материнские планеты метеоритов. Земля же, по-видимому, обладала мощной и плотной существенно водородной флюидной оболочкой, подобной тем, что имеют в настоящее время планеты группы Юпитера (см. рис. 26), только на ранней стадии своего развития, когда она успела только расслониться на жидкое гидридно-железное ядро и ахондритовую оболочку, состоящую из ультраосновной палласит-уреилитовой мантии и первичной диогенит-эвкритовой коры мощностью около 100 км. Консолидация этой первичной коры предотвратила взрывной распад планеты при последующей миграции флюидных компонентов с ее поверхности и снижении внешнего ограничивающего флюидного давления.

В то же время консолидация сопровождалась возрастанием внутреннего флюидного давления, которое реализовывалось в этих условиях развитием мощного эксплозивного вулканизма. Затем вулканизм локализовался в депрессиях коры, подобных лунным «морям» и позднее трансформировался в глобальную систему протяженных спрединг-зон, разделивших поверхность Земли на гигантские геоблоки. Вдоль этих зон началось утонение первичной коры и формирование ее современного океанического типа.

В центральных частях геоблоков господствовал противоположный режим сжатия и происходило формирование коры континентального типа в результате сложного геосинклинального процесса. Этот процесс привел к созданию складчатых поясов с мощностью коры 70—80 км. Новообразованная кора глубоко вдавалась в подстилающую ее ультраосновную мантию, и это послужило причиной воздымания складчатых поясов, сопровождаемого метаморфической дебазификацией их глубинных зон в связи с образованием мигматитов и гранитов. Одновременно происходила эрозия складчатой коры с понижением ее мощности при полной кратонизации до 40 км.

В наиболее глубоко эродированных древних щитах обнажаются породы фации гиперстен-силлиманитовых гнейсов (см. рис. 1), формирование которых происходило на глубинах 30—40 км. Такие глубокие погружения слоистых толщ в новообразованных складчатых поясах превышают мощности стратиграфических разрезов и достигаются в результате «тектонического скупивания» отложений (их складчатости и образования надвигов).

Древнейшие возрастные датировки складчатых гнейсов континентальной коры близки к 3,8 млрд. лет. Первичная кора на Земле, отвечающая примитивным стадиям ее развития, была полностью замещена новообразованными корами континентального и океанического типов.

ПЕТРОГЕНЕЗИС АСТРОБЛЕМ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТЕКТИТОВ

Процессы образования горных пород с давних времен подразделяли на эндогенные (петрогенезис, с которым связывали формирование метаморфических и магматических пород) и экзогенные (литогенезис, в результате которого образуются осадочные породы).

После открытия Р. Дитцем в 1960 г. астроблем стала очевидна недостаточность такого подразделения геологических процессов, так как магматические и метаморфические породы, возникающие в этих структурах под воздействием метеоритных ударов (импактиты), не относятся к эндогенным или экзогенным образованиям, а обусловлены особыми процессами воздействия на Землю космического вещества, получившими название космогенно-геологических. Соответственно расширилась трактовка понятий «метаморфизм и магматизм», которые в современной формулировке подразделяются на эндогенные, происходящие под влиянием флюидов (метаморфических и трансмагматических), поднимающихся из недр Земли, и космогенные (импактные), возникающие в астроблемах при воздействии на породы взрывных ударных волн, порождаемых падениями крупных метеоритов.

Метаморфические и магматические породы астроблем объединяются общим поднятием импактитов — пород, возникших в результате метеоритных ударов на месте гнейсов, мигматитов, гранитов, сланцев, песчаников и др. Плавление этих пород осуществляется в наиболее крупных метеоритных кратерах одновременно с их дроблением и импактным метаморфизмом, в результате чего формируются своеобразные стекловатые породы (тагамиты и зювиты), внешне очень похожие на вулканические породы (эффузивные и пирокластические). В целом этот тип переработки вещества распространяется с поверхности Земли на глубину до нескольких сот метров и представляет резко неравновесным процессом, что находит отражение в диаплектовых преобразованиях минералов, появлении их плотных полиморфных модификаций (коэсита, стишовита, рингвудита, алмаза, лонсдейлита), плавлении и испарении вещества. Такой широкий диапазон преобразований определяется тем, что при ударном метаморфизме вещество на поверхности Земли мгновенно подвергается громадным давлениям с одновременным повышением температуры до нескольких тысяч градусов, плавлением и дегазацией вещества.

Стекловатые магматические породы ударного происхождения называются тагамитами. Они детально описаны В. Л. Масайтисом и другими исследователями в Попигайском кратере диаметром 80—100 км на севере Анабарского щита Сибирской платформы. Известны и другие названия этих пород — кариты

(в Карском кратере), кёрнёнты (в кратере Лаппаярви в Финляндии) и др. Тела расплавленных импактитов образуют пласты, линзы, дайки и жерловиноподобные инъекции. Они сопровождаются зювитами — обломочными породами, похожими на туфы. Зювиты разнообразны по составу обломков, соотношениям обломков и стекла и другим особенностям. Выделяются зювиты витрокластические (преобладают обломки стекол) и кристалло-витрокластические, состоящие из обломков стекол и кристаллов.

Обломки пород играют в этих образованиях подчиненную роль (максимум до 10%). Иногда они представлены бомбами, в которых ядро составляет реликтовый фрагмент породы, а краевые части сложены стеклом. Включения в них имеют форму округлых или вытянутых бомб и лепешек разных размеров — от долей миллиметра до 20—50 см и больше, сложенных стеклом (кратер Рис в ФРГ, Западный Клируотер в Канаде, Попигайский, Карский и другие в СССР). Глыбы и бомбы стекла, шлаки и пемзы образуют широкие ореолы вокруг некоторых больших кратеров (Вабар на Аравийском полуострове, Хенбери в Австралии, Ауэлул и Тенумер в Мавритании и др.). Фрагменты стекол в зювитах нередко обнаруживают признаки аэродинамической обработки в жидком состоянии (они закручены в жгуты, узлы, спирали или представлены плоскими лепешкообразными формами). Подобной аэродинамической обработкой расплавов характеризуется, по-видимому, и образование тектитов, нахождение которых вблизи астроблем отмечается в ряде районов: в Гане, Кот д'Ивуаре (кратер Босумтви), ФРГ (кратер Рис), СССР (кратер Жаманшин). Однако для большей части тектитов связь с конкретными метеоритными кратерами остается проблематичной.

В стекловатых магматических породах и в ассоциирующих с ними образованиях устанавливается специфическая минерализация, не свойственная эндогенному петрогенезису. Отметим также развитие изотропизации минералов и образование диаплектовых стекол (образований, промежуточных между кристаллическими веществами и расплавленными стеклами). Они развиваются по минералам с относительно низкой акустической жесткостью, таким, как кварц, полевые шпаты, тогда как гранаты, оливин, пироксены более устойчивы по отношению к этому типу изменений. Характерно также образование плотных модификаций минералов (коэсита, стишовита, алмаза, лонсдейлита и др.), которые входят в импактитах в ассоциации с минералами низкой плотности (полевые шпаты, кварц, лешательерит). В некоторых случаях устанавливается формирование минералов в последовательности снижения давления (стишовит — коэсит — лешательерит). Коэсит в импактитах обычно замещается кварцем. Стишовит представляет наиболее плотную модификацию кремнезема, которая возникает при давлении более 10 ГПа и поэтому в эндогенных образованиях земной коры не встречается даже в алмазонасных экло-

гитах, где отмечается только коэсит, связанный, как и алмаз, с глубинным (мантийным) этапом кристаллизации этих пород (при давлении 4—5 ГПа). Стишовит отмечается в импактитах следующих кратеров: Метеор (США), Рис (ФРГ), Вредефорт (ЮАР), Попигайский, Янисъярви, Жаманшин, Эльгыгытгын, Логойский и Терновский (СССР). В других геологических обстановках он не установлен.

Плотные модификации углерода в импактитах (алмаз и лонсдейлит) дают мельчайшие взаимные прорастания иногда совместно с графитом, на месте которого они образуются, и другими минералами.

Все это определяет неповторимую специфику импактитов, их связь с мощными взрывными структурами, локализованными на поверхности Земли.

Образование этих взрывов в результате падения метеоритов для многих кратеров (Аризонский в США и др.) доказывается обнаружением в кратерах остатков метеоритного вещества. Но в большинстве кратерных структур реликты метеоритов не сохраняются, что создает почву для дискуссии и по поводу их происхождения. Некоторые авторы (В. И. Ваганов и др.) полагают, что специфика импактитов (диаплектовые структуры минералов, образование в них плотных фаз и др.) может создаваться также в результате эксплозивных вулканических извержений большой мощности, подобных известному взрыву вулкана Кракатау в Индонезии, в результате которого на месте двух гор возникла морская депрессия глубиной около 30 м. Крайний тип взрывного вулканизма получил название бандайсанского по имени вулкана Бандайсан в Японии, извержение которого (1886) представляло собой газовый взрыв, не сопровождавшийся лавовыми излияниями.

По энергии, выделяющейся в ходе всех этих катастрофических явлений, образование крупных астроблем сопоставимо с катастрофическими извержениями и землетрясениями.

Исследование астроблем порождает новые аспекты петрогенетических интерпретаций, как в случае расслоенного лопполита Садбери (пров. Онтарио в Канаде), которому подчинены крупнейшие месторождения платиноносных медно-никелевых сульфидных руд. Этот лопполит (его возраст составляет 1,84 млрд. лет) приурочен к крупной депрессии эллиптической формы размером 60×27 км. Она, по мнению Р. Дитца и других исследователей (А. Басу, Б. Фаггарит, М. Мацумото и др.), относится к типу метеоритных кратеров. Ими предполагается, с учетом данных по изотопам неодима, что в результате метеоритного удара земная кора (включая ее осадочный, гранитный и базальтовый слои) расплавилась с последующей дифференциацией расплава и отделением от него сульфидов меди и никеля, которые сформировали месторождение. По-видимому, такая трактовка возникла

в результате преувеличения возможностей метеоритных ударов в части порождения ими магматических систем.

Остановимся на тектитах (термин, введенный Ф. Зюссом в 1900 г., в переводе с греческого обозначает расплавленный). Л. Спенсер в 1933 г. впервые правильно объяснил их образование плавлением пород на земной поверхности под воздействием тепла, выделяемого при метеоритном ударе [10]. Эта точка зрения долгое время не имела поддержки, и тектиты относили к продуктам плавления пород при ударе молнией (фульгуритам), к продуктам вулканической деятельности или лунным образованиям. Их принадлежность к импактитам была доказана лишь после обнаружения в них остаточного материала метеоритов (железоникелевых шариков), коэсита, бадделейта (высокотемпературной модификации ZrO_2) и лешательерита. Кроме того, была выявлена временная и пространственная связь тектитов с астроблемами в ФРГ и Чехословакии (молдавиты кратера Рис), в Гане и Кот д'Ивуаре (кратер Босумтви), хотя для некоторых районов распространения тектитов связь их с кратерными структурами не установлена (например, в Австралии).

Тектиты являются кислыми предельно дегазированными стеклами, характеризующимися очень высокой степенью восстановления железа. Для примера приводятся составы тектитов Кот д'Ивуара, наиболее бедных кремнеземом, и молдавитов, крайне кремнекислых тектитов (табл. 6). Тектиты находятся часто на значительном удалении от места своего образования — метеоритных кратеров. Так, например, молдавиты распространены в Чехословакии на расстоянии около 300 км от крупного (диаметром 24 км) кратера Рис, расположенного в ФРГ, с которым они генетически связаны. Поэтому сопоставление их состава с составом коренных пород, в результате плавления которых они возникли, обычно затруднительно. С прохождением через земную атмосферу связываются необычная форма тектитов (дискообразная, в виде «пуговиц», гантелей, капель и др.) и морфологические детали (кольцеобразные волны на лобовой поверхности и др.),

Таблица 6

Химический состав (массовая доля, %) тектитов, относительно бедных (I—Кот д'Ивуар) и богатых кремнеземом (II—молдавиты из Чехословакии). По [10]

Компоненты			Компоненты		
	I	II		I	II
SiO_2	71,50	80,07	MnO	0,08	0,11
TiO_2	0,70	0,80	MgO	3,29	1,46
Al_2O_3	14,60	10,56	CaO	1,67	1,78
Fe_2O_3	0,18	0,15	Na_2O	1,71	0,51
FeO	5,51	2,29	K_2O	1,53	2,95

возникающие в результате абляции. Этим тектиты отличаются от других импактных стекловатых образований, например зювитов — ударных брекчий, брекчированных выбросов и игнимбрито-подобных образований, по форме напоминающих вулканические бомбы, туфобрекчии и пемзовидные туфы. В их состав наряду со стеклом входят и обломки ударно-метаморфизованных пород, подвергающихся плавлению. Витрокластические зювиты связаны постепенными переходами с массивными стекловатыми лавоподобными породами — тагамитами. Состав всех этих образований относительно близок составу комплекса пород, вмещающих астроблемы. Так, для Попигайского кратера диаметром 80—100 км палеогенового возраста на севере докембрийского Анабарского щита В. И. Ваганов и А. И. Трухалев устанавливают следующие соотношения состава пород. Средний состав пород Анабарского щита (массовая доля, %): $\text{SiO}_2=64,4$; $\text{TiO}_2=0,6$; $\text{Al}_2\text{O}_3=16,6$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=2,4$; $\text{FeO}=3,1$; $\text{MnO}=0,1$; $\text{MgO}=2,3$; $\text{CaO}=4,2$; $\text{Na}_2\text{O}=3,1$; $\text{K}_2\text{O}=3,0$. Как зювиты, так и тагамиты (их состав приводится в скобках, массовая доля, %) аналогичны ему: $\text{SiO}_2=66,51(63,75)$; $\text{TiO}_2=0,73(0,81)$; $\text{Al}_2\text{O}_3=13,19(14,43)$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=2,55(1,02)$; $\text{FeO}=3,31(5,26)$; $\text{MnO}=0,09(0,08)$; $\text{MgO}=3,16(3,76)$; $\text{CaO}=2,57(4,11)$; $\text{Na}_2\text{O}=1,84(2,31)$; $\text{K}_2\text{O}=2,62(2,69)$; $\text{H}_2\text{O}=3,07(1,38)$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,11(0,14)$; $\text{CO}_2=0,17(0,10)$; $\text{S}_{\text{общ}}=0,05(0,14)$.

Попигайский кратер был открыт и детально описан В. Л. Масайтисом и его сотрудниками как типичная астроблема. В нем широко представлены плотные минеральные фазы и мономинеральные стекла, но остатков метеоритного вещества не было обнаружено. Однако представление о Попигайской взрывной структуре как о метеоритном кратере оспаривается В. И. Вагановым и А. И. Трухалевым, которые рассматривают ее как эндогенную криптовулканическую. Они связывают взрывные явления в этой структуре с поступлением с больших глубин сильно сжатых ювенильных флюидов восстановленного характера, сложенных водородом (23%), углеводородами (21,5%), СО и СО₂ (18%), азотом и кислыми газами.

Еще более спорно происхождение кольцевых кратерных структур на других планетах земной группы, вещество которых недоступно для непосредственного изучения.

Таким образом, проблема отличия астроблем от кольцевых структур вулканического происхождения, связанных с взрывным вулканизмом (криповулканизмом), до настоящего времени остается нерешенной. Надежным признаком астроблем принято считать нахождение в них остатков метеоритов, диаплектовых стекол (в том числе мономинеральных) и минералов высокой плотности (стишовита, коэсита, бадделита, алмаза, лонсдейлита), образование которых на поверхности Земли связываются с взрывными явлениями. Из числа этих признаков наиболее надежным для астроблем является нахождение остатков метеоритов, которые,

однако, встречаются крайне редко и только в молодых ударных кратерах, таких, как Аризонский (Барринджер) в США, Вабар (Эль-Хадида) в Саудовской Аравии и др.

Представления об импактном генезисе тектитов разделяются не всеми исследователями. Э. Изох подчеркивает различие между абсолютным возрастом тектитов и возрастом тех осадочных пород, в которых они находятся. Например, в Австрало-Азиатском поясе их распространения абсолютный возраст тектитов, определенный тремя независимыми методами (калий-аргоновым, по трекам распада и термолюминесценции), варьирует в пределах от 0,4 до 1 млн. лет (в среднем 0,6—0,7 млн. лет), причем в одних и тех же месторождениях известны находки тектитов с разным абсолютным возрастом. Наблюдается явное несоответствие абсолютного возраста тектитов возрасту пород, в которых они находятся. В Австралии время отложения слоев, содержащих тектиты, не превышает 4 тыс. лет, судя по углеродному возрасту (^{14}C) древесных остатков, находящихся вместе с тектитами. Во Вьетнаме возраст аналогичных пород также не превышает 4—5 тыс. лет. Возможно, несоответствие абсолютного возраста тектитов и возраста окружающих пород объясняется тем обстоятельством, что тектиты образовались за счет импактного плавления вещества более древних пород. При этом надо учитывать и переотложение их в более молодые осадки.

Хотя и существуют гипотезы внеземного происхождения тектитов, например кометная гипотеза Э. Изоха и Ле Дык Ана, образование их в результате импактного плавления пород земной коры представляется наиболее вероятным. Важным доказательством этого является аналогия тектитов и земных образований по изотопному составу: изотопные отношения свинца тектитов варьируют в пределах 17,5—20,42 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), 14,8—16,05 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), 36,4—39,5 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), изотопные отношения стронция — в пределах 0,7208—0,7224 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, данные по молдавитам из сводки В. Боушка и Дж. Конта, 1986 г.). Отношение D/N в воде тектитов (содержание ее в них ниже 0,01 %) укладывается в пределы, определенные для метеорной воды (0,0132—0,0166). Аналогия прослеживается также по изотопному составу кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 8,9—11,8\text{‰}$) и кремния (δSi варьирует от $-0,31$ до $+0,37\text{‰}$).

Однако химический состав тектитов необычен и не имеет аналогов среди осадочных, метаморфических или изверженных пород (так называемых пород мишени), с импактным плавлением которых они связываются в ходе образования астроблем (крупных метеоритных кратеров). Обычно тектиты отличаются более высокой концентрацией кремнезема. Она варьирует в их составе в обратной корреляции с содержаниями глинозема и железа, что является, по-видимому, следствием импактной магматической дифференциации вещества. Это прослеживается, например,

вариациями средних составов молдавитов по отдельным регионам (данные В. Боушка и Дж. Конта) с переходом от Моравии ($\text{SiO}_2=79,25$; $\text{TiO}_2=0,39$; $\text{Al}_2\text{O}_3=10,84$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=0,33$; $\text{FeO}=2,07$; $\text{MnO}=0,09$; $\text{MgO}=1,53$; $\text{CaO}=1,89$; $\text{Na}_2\text{O}=0,55$; $\text{K}_2\text{O}=3,35$) к Южной Богемии ($\text{SiO}_2=79,97$; $\text{TiO}_2=0,33$; $\text{Al}_2\text{O}_3=9,95$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=0,33$; $\text{FeO}=1,50$; $\text{MnO}=0,08$; $\text{MgO}=1,97$; $\text{CaO}=2,71$; $\text{Na}_2\text{O}=0,46$; $\text{K}_2\text{O}=3,39$) и Радомильской области ($\text{SiO}_2=83,17$; $\text{TiO}_2=0,33$; $\text{Al}_2\text{O}_3=8,04$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=0,26$; $\text{FeO}=0,70$; $\text{MnO}=0,08$; $\text{MgO}=1,89$; $\text{CaO}=2,23$; $\text{Na}_2\text{O}=0,30$; $\text{K}_2\text{O}=2,50$).

Такие региональные вариации состава тектитов, выявляемые по их средним составам, наблюдаются в пределах единичных образцов молдавитов из Южной Богемии и Моравии, сложенных светло-зеленым (в скобках дан состав, массовая доля, %) и темным оливково-бурым стеклами (данные В. Боушка и Дж. Конта): $\text{SiO}_2=75,26$ (80,25); $\text{TiO}_2=0,14$ (0,17); $\text{Al}_2\text{O}_3=12,03$ (9,41); $\text{FeO}_{\text{общ}}=2,95$ (1,56); $\text{MnO}=0,42$ (0,25); $\text{MgO}=2,10$ (2,07); $\text{CaO}=3,54$ (3,49); $\text{Na}_2\text{O}=0,27$ (0,27); $\text{K}_2\text{O}=3,53$ (3,42). Границы между стеклами различного цвета и состава очень четкие, причем встречаются каплевидные выделения светло-зеленого стекла в темном, а также ритмичная перемежаемость стекол. Подобными текстурами распада стекла фиксируется характерный процесс импактной дифференциации кварц-силикатных расплавов, происходящий, по-видимому, метастабильно, в динамике их взрывного выноса из астроблем. При этом происходит отделение все более кремнекислых расплавов вплоть до кварцевых, дающих при застывании лешетальерит — характерное стекло импактитов и тектитов, образующее в них неправильные и плейчатые (птигматитовые) выделения, наряду с образованиями по зернам кварца.

Импактная дифференциация расплавов наглядно выражена в ударном кратере Жаманшин, расположенном в Тургайском прогибе, разделяющем палеозойские складчатые сооружения Урала и Казахстана. Кратер был детально описан П. В. Флоренским, Э. П. Изохом, В. И. Фельдманом и др. Ими отмечалась уникальность этой структуры, в которой встречаются и импактиты, и тектиты. Это единственный в мире пример совместного залегания этих пород, во всех других случаях тектиты, в отличие от импактитов, выносятся за пределы порождающих их астроблем.

Поэтому в кратере Жаманшин можно установить соответствие и различие составов пород мишени, импактитов и генетически связанных с ними тектитов.

Импактиты являются в значительной мере породами смешанными, в которых импактно метаморфизованный материал сочетается со стеклом и минеральными агрегатами, образовавшимися в результате застывания импактных расплавов.

Импактиты кратера Жаманшин, по описанию Э. П. Изоха, подразделяются на два типа, отвечающие наиболее распростра-

ненным породам фундамента — кремнистым и вулканогенным. За счет кремнистых пород возникают светло-серые кислые импактиты с широким разбросом составов от $\text{SiO}_2=74,38$; $\text{TiO}_2=0,52$; $\text{Al}_2\text{O}_3=9,45$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,42$; $\text{FeO}=1,15$; $\text{MnO}=0,02$; $\text{MgO}=1,02$; $\text{CaO}=4,34$; $\text{Na}_2\text{O}=0,40$; $\text{K}_2\text{O}=1,40$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,12$; $\text{H}_2\text{O}=5,47$; $\text{SO}_3=0,2$; $\text{CO}_2=0,30$ до почти чистого кварцевого стекла — лешательерита ($\text{SiO}_2=98,02$; $\text{Al}_2\text{O}_3=0,10$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=0,31$; $\text{FeO}=0,28$; $\text{MnO}=0,01$; $\text{MgO}=0,20$; $\text{CaO}=0,30$; $\text{Na}_2\text{O}=0,09$; $\text{K}_2\text{O}=0,06$). Вследствие отделения кварцевых расплавов метаморфическая часть импактитов, содержащая коэсит, относительно обогащена глиноземом, оксидами титана и железа.

С кислыми импактитами кратера Жаманшин генетически связаны ультракислые микротектиты, представленные стеклянными шариками размером обычно менее миллиметра, состав которых варьирует в относительно узком диапазоне (данные Б. Гласса, К. Фредрикссона и П. В. Флоренского): $\text{SiO}_2=84,80(99,90)$; $\text{TiO}_2=0,26(0,00)$; $\text{Al}_2\text{O}_3=4,63(0,00)$; $\text{FeO}=4,23(0,17)$; $\text{MgO}=1,80(0,00)$; $\text{CaO}=0,28(0,00)$; $\text{Na}_2\text{O}=0,58(0,02)$; $\text{K}_2\text{O}=0,87(0,05)$; $\text{Ni}=0,07(0,00)$.

Среди первично-вулканических метаморфизованных пород, являющихся исходными для образования импактитов и тектитов кратера Жаманшин, преобладают протерозойские и карбоновые зеленые сланцы, порфириитоиды и порфириты основного и среднего состава, которым подчинены, с одной стороны, ультраосновные серпентиновые сланцы (измененные ультрабазиты), с другой — кислые породы (порфирииды).

Порфирииды ($\text{SiO}_2=73,18$; $\text{TiO}_2=0,55$; $\text{Al}_2\text{O}_3=15,19$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,11$; $\text{FeO}=2,06$; $\text{MnO}=0,03$; $\text{MgO}=0,61$; $\text{CaO}=0,80$; $\text{Na}_2\text{O}=3,03$; $\text{K}_2\text{O}=3,34$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,05$) в метаморфическом комплексе имеют небольшое распространение, и их влияние на состав импактитов и тектитов петрохимически не прослеживается. Здесь и дальше химические анализы приводятся по сводке Э. Изоха 1986 г.

Исходными породами для образования кислых типов импактитов и тектитов служили андезитовые и базальт-андезитовые порфириты и сланцы, которые Э. П. Изох подразделяет на породы, богатые кальцием и относительно бедные кальцием. Импактиты близки им по составу, они наследуют их текстурные особенности и содержат реликты импактно-метаморфизованных пород этого типа. Связанные с ними импактные расплавы нередко образуют бомбы с явными признаками дифференциации, выражающейся их такситовой текстурой. В них различаются матовые стекла во внутренних частях и богатые железом блестящие стекла в их поверхностной оболочке (цифры в скобках): $\text{SiO}_2=58,10(58,16)$; $\text{TiO}_2=0,68(0,61)$; $\text{Al}_2\text{O}_3=17,54(16,19)$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=3,62(2,07)$; $\text{FeO}=3,88(7,35)$; $\text{MnO}=0,11(0,10)$; $\text{MgO}=3,36(3,16)$; $\text{CaO}=6,39(6,25)$; $\text{Na}_2\text{O}=3,55(3,55)$; $\text{K}_2\text{O}=1,60(1,20)$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,21(0,21)$.

Наблюдается также полосчатое чередование матового и блестящего стекла и появление в такситах желтой пемзы с последовательным изменением состава в направлении обогащения кремнеземом, так что образуются умеренно кислые такситы ($\text{SiO}_2 = 64,15$; $\text{TiO}_2 = 0,98$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,89$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,68$; $\text{FeO} = 6,97$; $\text{MnO} = 0,14$; $\text{MgO} = 1,27$; $\text{CaO} = 1,86$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,41$; $\text{K}_2\text{O} = 2,14$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,16$) и кислые ($\text{SiO}_2 = 72,73$; $\text{TiO}_2 = 0,81$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,43$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,02$; $\text{FeO} = 5,34$; $\text{MnO} = 0,09$; $\text{MgO} = 1,05$; $\text{CaO} = 1,08$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,52$; $\text{K}_2\text{O} = 2,69$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,14$), отвечающие по составу тектитам и микротектитам.

Микротектиты представлены мельчайшими стеклянными шариками, которые, как и исходные андезитобазальты, подразделяются на образования, богатые кальцием ($\text{SiO}_2 = 72,10$; $\text{TiO}_2 = 0,58$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,40$; $\text{FeO} = 5,03$; $\text{MgO} = 2,11$; $\text{CaO} = 6,79$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,22$; $\text{K}_2\text{O} = 1,62$; $\text{Ni} = 0,00$) и бедные кальцием ($\text{SiO}_2 = 76,00$; $\text{TiO}_2 = 0,45$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8,20$; $\text{FeO} = 5,93$; $\text{MgO} = 3,00$; $\text{CaO} = 0,43$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,15$; $\text{K}_2\text{O} = 2,60$; $\text{Ni} = 0,14$).

Среди пород мишени метеоритного кратера Жаманшин преобладают основные зеленые сланцы, образовавшиеся на месте базальтов. Они также разделяются на бедные кальцием ($\text{SiO}_2 = 51,07$; $\text{TiO}_2 = 2,14$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,14$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,78$; $\text{FeO} = 9,77$; $\text{MnO} = 0,11$; $\text{MgO} = 6,86$; $\text{CaO} = 5,47$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,98$; $\text{K}_2\text{O} = 0,33$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,31$) и богатые кальцием ($\text{SiO}_2 = 47,90$; $\text{TiO}_2 = 1,13$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,78$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5,59$; $\text{FeO} = 4,96$; $\text{MnO} = 0,29$; $\text{MgO} = 5,12$; $\text{CaO} = 10,69$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,74$; $\text{K}_2\text{O} = 1,50$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,24$).

Метаморфические импактиты, возникшие за их счет, сохраняют признаки исходных зеленых сланцев и аналогичны им по составу ($\text{SiO}_2 = 48,48$; $\text{TiO}_2 = 1,00$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 21,55$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7,03$; $\text{FeO} = 5,50$; $\text{MnO} = 0,08$; $\text{MgO} = 5,70$; $\text{CaO} = 1,70$; $\text{Na}_2\text{O} = 4,00$; $\text{K}_2\text{O} = 1,92$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,22$; $\text{H}_2\text{O} = 0,42$; $\text{SO}_3 = 0,07$; $\text{CO}_2 = 0,55$), тогда как отделяющиеся от них импактные расплавы, имеют, как правило, более кислый состав. При их затвердевании образуются массивные стекла ($\text{SiO}_2 = 53,86$; $\text{TiO}_2 = 0,90$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19,62$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5,63$; $\text{FeO} = 4,15$; $\text{MnO} = 0,13$; $\text{MgO} = 2,96$; $\text{CaO} = 7,35$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,64$; $\text{K}_2\text{O} = 1,43$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,26$) и бомбы такситового сложения ($\text{SiO}_2 = 56,53$; $\text{TiO}_2 = 0,76$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,48$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3,54$; $\text{FeO} = 5,26$; $\text{MnO} = 0,11$; $\text{MgO} = 3,03$; $\text{CaO} = 7,00$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,54$; $\text{K}_2\text{O} = 1,45$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,23$), в которых фиксируется дифференциация расплавов в широком диапазоне составов от центральных частей бомб, представленных матовыми стеклами ($\text{SiO}_2 = 52,53$; $\text{TiO}_2 = 0,86$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20,37$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 6,08$; $\text{FeO} = 2,94$; $\text{MnO} = 0,11$; $\text{MgO} = 2,25$; $\text{CaO} = 9,57$; $\text{Na}_2\text{O} = 2,64$; $\text{K}_2\text{O} = 1,23$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,25$) к их периферии, сложенной стеклом ($\text{SiO}_2 = 59,36$; $\text{TiO}_2 = 0,63$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,71$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,33$; $\text{FeO} = 7,70$; $\text{MnO} = 0,08$; $\text{MgO} = 3,16$; $\text{CaO} = 5,68$; $\text{Na}_2\text{O} = 4,42$; $\text{K}_2\text{O} = 1,33$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,22$).

Мелкие лапилли и «брызги» стекла — это, по существу, уже тектиты и микротектиты умеренно кислого состава. Они довольно распространены в кратере Жаманшин.

Микротектиты (мелкие стеклянные шарики), по данным Б. Гласа и др., подразделяются на богатые глиноземом: $\text{SiO}_2 = 61,50(71,50)$; $\text{TiO}_2 = 0,67(0,83)$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,90(15,00)$; $\text{FeO} = 9,95(5,37)$; $\text{MgO} = 4,31(2,57)$; $\text{CaO} = 2,67(1,05)$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,90(1,95)$; $\text{K}_2\text{O} = 1,93(1,91)$ и более бедные глиноземом, но обогащенные никелем: $\text{SiO}_2 = 59,10(69,60)$; $\text{TiO}_2 = 0,61(0,65)$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10,00(11,40)$; $\text{FeO} = 12,50(8,79)$; $\text{MgO} = 7,80(4,33)$; $\text{CaO} = 5,20(0,66)$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,40(1,07)$; $\text{K}_2\text{O} = 1,50(1,89)$; $\text{Ni} = 0,41(0,32)$. Последние генетически связаны, по-видимому, с вовлечением в процессы импактного плавления не только основных, но и ультраосновных пород мишени.

Следовательно, в ходе формирования астроблем образуется крайне неоднородный комплекс импактных пород, вариации состава которых обусловлены как первичной неоднородностью пород мишени, подвергающихся импактному метаморфизму и плавлению, так и дифференциацией возникающих расплавов в динамике импактного перемещения под воздействием ударной волны. При этом происходят постепенное изменение их состава и контрастное расщепление, имеющее характер резко метастабильной жидкостной несмесимости.

Тектиты нередко обладают пористой и пористо-волокнистой текстурой с бороздами на поверхности их образцов, что отражает дегазацию расплавов, которая прошла полностью (тектитовые стекла являются совершенно «сухими», содержание летучих компонентов в них ничтожно). Лешательерит, образующий линзы, полосы, волокна, птигматитовые, спиралеобразные, округлые, четковидные, эллипсоидальные и шаровые выделения, устанавливается во всех типах тектитов. Это особенно сближает последние со стекловатыми импактитами, для которых также характерен лешательерит с такими же формами выделения, к которым нередко приурочены газовые пузырьки.

Таким образом, лешательерит может возникать не только в результате импактного плавления кварца, как и другие мономинеральные стекла в импактитах (полевошпатовые и др.), но и в результате импактной (ударно-динамической) дифференциации расплавов, с которой связывается происхождение тектитов (со свойственным им сдвигом состава в кремнекислую область относительно состава исходных пород, подвергавшихся метеоритным ударам). Эта своеобразная дифференциация расплавов с постепенным изменением состава и контрастной метастабильной жидкостной несмесимостью приводила к образованию капель вязких кремнекислых тектитовых расплавов, которые перемещались в динамике метеоритных ударов быстрее менее вязких и более основных импактитовых расплавов, являющихся по отношению к тектитовым расплавам материнскими.

Особенностями тектитовых стекол являются их крайне высокотемпературный характер и совершенная закалка, обусловлен-

ная быстрым падением громадного импактного давления. Благодаря этому они обладают структурой, лишенной дефектов и элементов перлитового сложения. Это исключает возможности их последующей гидратации (в отличие от вулканических обсидианов и перлитов).

На поверхности их образцов обычны скульптурные формы растворения поверхностными водами, но вода практически не входит в состав тектитовых стекол независимо от их возраста, который колеблется в широких пределах (млн. лет): 34 (тектиты Северной Америки); 15 (молдавиты Чехословакии); 1,3 (тектиты Кот д'Ивуар в Африке); 1,1 (тектиты кратера Жаманшин в Казахстане); 0,7 (австралиты Австралии, Филиппинских островов, Индонезии).

ТЕРМИКА ЗЕМЛИ И ОБРАЗОВАНИЕ ЛИТОСФЕРЫ

Первичная дифференциация Земли, выразившаяся в отделении ее металлического ядра, содержащего водород, ультраосновной мантии и коры, особенно сильно отразилась на распределении калия, тория, урана, которые сконцентрировались в ее верхних оболочках и стали служить источником тепловой энергии, выделяющейся при радиоактивном распаде их изотопов (в скобках — количество тепла в джоулях, выделяемое ими в год): ^{40}K (0,88), ^{232}Th (0,84), ^{238}U (2,98), ^{235}U (18,06). Эти изотопы являются долгоживущими, периоды их полураспада соизмеримы с возрастом Земли, поэтому они до сих пор остаются важным источником тепловой энергии, хотя в прошлом радиоактивного тепла выделялось больше (соответственно с более высоким общим содержанием радиоактивных изотопов). Радиоактивное тепло вносит основной вклад в современную термику Земли, хотя на ранних этапах развития главную роль играл поток тепла, вызванный ее охлаждением, исходя из представления об изначально расплавленном состоянии Земли — гипотезы горячего происхождения. Общее количество тепла, генерируемое в Земле радиоактивными элементами, лучше всего согласуется с хондритовой моделью ее происхождения. Исходя из общей массы Земли $5,977 \cdot 10^{27}$ г, тепло, выделяемое в год в результате радиоактивного распада в хондритовой Земле, равно $9,6 \cdot 10^{20}$ Дж. Годовая потеря тепла в настоящее время составляет $10 \cdot 10^{20}$ Дж. Следовательно, хондритовая модель может объяснить тепловой поток при условии, что соблюдается приблизительное равенство между генерацией и потерей тепла.

Тепло радиоактивного распада дает основной вклад в глобальный тепловой поток — потерю тепла с поверхности Земли, составляющую $6,2 \cdot 10^{-6}$ Дж/см² · с [9].

По данным Ли и Уеда и по другим оценкам, средние величины

теплового потока равны $5,9 \cdot 10^{-6}$ Дж/(см²·с) (под континентами) и $6 \cdot 10^{-6}$ Дж/(см²·с) (под океанами). Практическое совпадение тепловых потоков столь различных глобальных структур (с неодинаковым строением земной коры) отражает общий (планетарный) характер температурного поля Земли. Это интегральная мера термического состояния планеты до глубин в несколько сот километров. Температурному полю свойственно постоянство, обусловленное низкой теплопроводностью земных недр, малой скоростью повышения их температуры за счет радиоактивного распада элементов, содержащихся в породах в виде примеси, и большими расстояниями теплопередачи до поверхности Земли.

Эквивалентность континентального и океанического тепловых потоков свидетельствует о том, что термика Земли в основном определяется теплом радиоактивного распада элементов-примесей, распределившихся в общем однородно в ходе первичного расслоения планеты, и не зависит от последующих процессов перераспределения между земной корой и мантией. Мощная (около 40 км) континентальная земная кора, верхнюю половину которой занимает гранитогнейсовый слой, дает 60—70 % наблюдаемого на континентах теплового потока, тогда как в океанических областях тонкая (5—6 км) базальтовая кора не вносит существенного вклада в тепловой поток. Следовательно, термическое состояние океанических и континентальных мантийных недр существенно различно: континентальная мантия в большей мере и на большую глубину истощена радиоактивными компонентами (деплетирована), находится в более холодном состоянии по сравнению с океанической мантией, более богатой радиоактивными компонентами (в большей степени сохранившей свой первичный состав). Это различие подтверждено неодинаковыми значениями температурного градиента Земли континентальных и океанических областей. Градиентом (см. рис. 1—3) определяется общая термика планеты — ее фоновая температура, которая нарастает с глубиной: под океанами несколько быстрее, чем под континентами. С этим глобальным подъемом температуры при переходе к глубинным зонам Земли связано частичное (парциальное) плавление ее мантийных недр: частично расплавленное состояние мантийного вещества (с содержанием около 1 % межзернового расплава) достигается при подъеме фоновой температуры до ликвидуса мантийного вещества и фиксируется по сейсмическим данным пониженными скоростями прохождения поперечных волн (v_s). Эта зона пониженных скоростей (частично расплавленного состояния вещества мантии) выделяется под названием астеносферы. Выше ее мантия находится в твердом состоянии, судя по более высокой скорости прохождения через нее сейсмических волн [9] (рис. 40), и образует совместно с перекрывающей ее земной корой жесткую оболочку Земли, называемую литосферой.

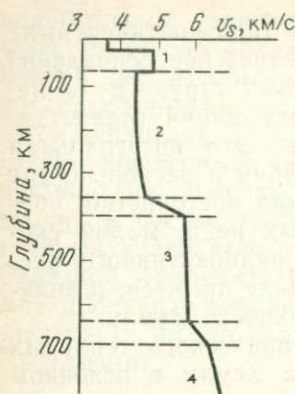


Рис. 40. Структурные подразделения мантии Земли по распределению скоростей распространения поперечных сейсмических волн (v_s , км/с):

1 — литосфера (шпинельевые и гранатовые перидотиты); 2 — астеносфера (гранатовые перидотиты, содержащие интерстиционный основной расплав); 3 и 4 — твердая мантия с минералами все более плотной структуры.

блюдается ее уменьшение с приближением к срединно-океаническим хребтам.

Астеносфера, подстилающая литосферу, называется также зоной мобильности. По концепции тектоники плит предполагается, что наличием ее определяются возможности горизонтального перемещения океанических и континентальных литосферных плит. Движения океанических плит весьма существенны, непосредственно доказываются геологическими исследованиями океанического ложа, возраст базальтовых пород которого закономерно возрастает с удалением от срединно-океанических хребтов, представляющих, таким образом, как бы оси симметрии этих глобальных структур. Такие данные, подкрепленные непосредственными изменениями смещений океанических островов и изучением возраста их вулканизма, исходя из концепции «горячих точек», позволяют устанавливать направления и скорости горизонтальных смещений океанических плит (см. рис. 16).

В противоположность этому, горизонтальные смещения континентальных массивов проблематичны. Астеносфера под ними не прослеживается отчетливо и не образует сплошного слоя, так что выделение мощных (200—250 км) литосферных плит в качестве глобальных структур повышенной мобильности затруднительно.

Переход от жесткой литосферы к подстилающей ее «размягченной мантии» (астеносфере) сопровождается скачкообразным понижением v_s (примерно на 0,5 км/с), фиксирующим, по-видимому, нижнюю границу распространения деплетированной (тугоплавкой) мантии (истощенной легкоплавким материалом), слагающей основание литосферы. К такому представлению приводит установление неодинаковой глубины перехода литосферы в астеносферу под континентами и океанами.

В континентальных областях, в которых вещество мантии истощено радиоактивными компонентами на большую глубину, литосфера выражена не отчетливо и обладает мощностью около 200—250 км, а подстилающая ее астеносфера имеет «островной» характер (выделяется не повсеместно). В противоположность этому в океанических регионах литосферный слой выделяется более четко и имеет сравнительно небольшую мощность (в среднем 65 км). На-

Накапливается все больше геофизических данных в пользу распространения под континентами сплошной, уплотненной (аномальной) мантии на громадные глубины до 400 км (Америка, Евразия) и 600 км (Африка). По аналогии с орогенными поясами, обладающими корнями гор, они называются корнями континентов (корнями кратонов по П. Н. Кропоткину) и определяют фиксированное положение континентальных массивов в ходе структурной эволюции внешних оболочек Земли. Во всяком случае, несомненно, что континенты представляют собой несравнимо более стабильные структуры земной коры по сравнению с океанами, ложе которых находится в конвективном обновлении и имеет сравнительно молодой возраст от раннего мезозоя (поднятие Дарвина в Тихом океане) до современного (активные срединно-океанические хребты). В ядрах же континентов устанавливаются наиболее древние датировки возраста (близкие к 3,8 млрд. лет).

Континентальная кора складчатого строения в общем разрастается от этих древнейших ядер, но этот процесс осложняется деструкцией континентальной коры, ее ослаблением, утонением и замещением океанической литосферой и образованием депрессий земной поверхности, что объясняется заложением новых геосинклинальных систем и других подвижных поясов. Это связано с подъемом из глубин потоков ювенильных флюидов, активизирующих мантийный магматизм вдоль срединно-океанических хребтов, рифтовых и рифтинговых зон на континентах.

Многие исследователи придерживаются мнения, что горизонтальное раздвижение континентальной коры в подобных процессах приводит к образованию структур типа Красного моря или впадин окраинных морей, раздвиг которых привел к изгибу островных дуг. Ряд исследователей придерживается фиксистского направления в интерпретации «океанизации» континентальной коры, связывая ее с подъемом мантийного диапира. Л. Л. Перчуком и Т. И. Фроловой разрабатываются представления о магматическом замещении, сопровождаемом базификацией земной коры при формировании подобных структур. Этими процессами они объясняют антидромное развитие в них вулканизма [23].

В сопряжениях океанических литосферных плит друг с другом и с континентальной земной корой, а также в пределах этих структур возникают подвижные пояса, сопровождаемые разломами, проникающими в глубины Земли. Они способствуют образованию восходящих потоков флюидов и флюидно-магматических плюмов, развитию магматизма и метаморфизма. Подвижные пояса фиксируются повышенными (аномальными) тепловыми потоками, нарушающими однородность глобального потока тепла через поверхность (тепловой фон Земли, определяемый ее нормальным геотермическим градиентом). Вклад в тепловой баланс Земли этих эндогенных факторов в общем невелик: «Поток тепла через поверхность Земли (10^{28} эрг/год) в десятки раз больше,

чем вся энергия, высвобождающаяся при землетрясениях и вулканической деятельности. Тепловой поток из земных недр характеризует основной масштаб энергетики планеты. Все остальные процессы, протекающие в земных недрах, являются с энергетической точки зрения как бы побочными, сопровождающими тепловую эволюцию планеты» [9, с. 122]. Однако именно эти эндогенные процессы, нарушающие нормальную термику Земли и обусловленные подъемом к поверхности глубинных ювенильных флюидов, играют главную роль в петрогенезисе, ведут к образованию метаморфических и магматических горных пород, всегда связанных своим происхождением с термическими аномалиями, с подъемом температуры выше фоновой, задаваемой нормальным геотермическим градиентом, что наглядно отражено на схемах минеральных фаций (см. рис. 1—3).

Таким образом, с теплом, генерируемым в результате радиоактивного распада элементов, сконцентрировавшихся в верхних геосферах в процессах первичного расслоения Земли, в тесных отношениях находятся важные особенности ее развития (выделение литосферы и астеносферы) и глобальный тепловой поток. Последний практически независим от эндогенных процессов магматизма, обусловленных подъемом ювенильных флюидов вдоль подвижных зон локальных термических аномалий, вклад которых в общую тепловую эволюцию планет сравнительно невелик. Тепловой поток понижается со временем (по мере уменьшения общего содержания радиоактивных элементов) независимо от стадийности эволюционного развития планет, в одинаковой степени проявляясь на тектонически активных планетах с интенсивным магматизмом, таких, как Земля, и на планетах, подобных Луне, давно израсходовавших запас флюидных компонентов и утративших вулканическую активность. Тепловой поток из недр Луны примерно в три-четыре раза меньше земного, что с учетом разницы в размерах планет (радиус Луны 1738 км, а радиус Земли 6371 км) отражает высокую термику Луны, обусловленную спецификой ее состава и высокой концентрацией урана и тория. Ниже по данным С. Тейлора приводятся для Луны содержание оксидов в % и элементов K, U, Th в г/т (в скобках для сравнения состав мантии Земли): $\text{SiO}_2=42(45)$; $\text{TiO}_2=0,4(0,16)$; $\text{Al}_2\text{O}_3=8(3,3)$; $\text{FeO}=12(8,0)$; $\text{MgO}=31(40)$; $\text{CaO}=6(2,6)$; $\text{Na}_2\text{O}=0,1(0,2)$; $\text{K}=100(150)$; $\text{U}=30(15)$; $\text{Th}=120(60)$. Поскольку Луна давно утратила эндогенную активность, данные о лунном тепловом потоке можно рассматривать как косвенное указание на то, что и в Земле тепловой поток формируется за счет радиоактивности [9].

Общей термикой Земли определяется градиентная температура в земной коре и мантии—термический фон на различных уровнях глубинности, на котором происходят петрогенетические процессы образования магматических и метаморфических пород,

всегда связанных с термическими аномалиями, с подъемом геозотерм под воздействием на породы коры и мантии восходящих флюидных потоков. Одновременно с подъемом геозотерм происходит флюидное воздействие на породы, сопровождающееся эффектом понижения температуры их плавления на несколько сот градусов. В результате происходит хотя и локальное, но, по-видимому, практически полное плавление мантийного или корового субстрата и возникновение магматических очагов, в которых происходят дифференциация магмы и последующее внедрение расплавов на различные уровни коры и мантии.

Таким образом, астеносферный слой пониженных скоростей прохождения сейсмических волн (ниже глубин 60 км под океанами и фрагментарно на глубинах 200—250 км под континентами) обусловлен, как предполагается, частичным (около 1%) плавлением мантийного вещества за счет тепла, выделяющегося при радиоактивном распаде элементов (^{40}K , ^{232}Th , ^{238}U , ^{235}U), содержащихся в нем в виде небольшой примеси. Это плавление вызвано увеличением с глубиной температуры согласно общему геотермическому градиенту и достижению солидуса (начала плавления) мантийного вещества.

Мантийное вещество недоступно для непосредственного наблюдения, и состав его выводится теоретически исходя из различных предпосылок. Ниже приводятся составы мантийского вещества по Г. Грину и А. Рингвуду, а также в скобках по Х. Куно и Г. Аоки (массовая доля, %): $\text{SiO}_2=45,20(45,0)$; $\text{TiO}_2=0,71(0,36)$; $\text{Al}_2\text{O}_3=3,54(4,10)$; $\text{FeO}=8,52(11,0)$; $\text{MnO}=0,14(0,16)$; $\text{MgO}=37,48(33,0)$; $\text{CaO}=3,08(4,0)$; $\text{Na}_2\text{O}=0,57(0,68)$; $\text{K}_2\text{O}=0,13(0,05)$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,43$; $\text{NiO}=0,20$. Это очень тугоплавкие составы, температура солидуса которых близка к температуре начала плавления перидотита. Она возрастает с глубиной, существенно превышая «фоновую» температуру Земли, определяемую геотермическими градиентами, нормальными для океанических и континентальных областей. Исходя из этих составов, невозможно объяснить наличие астеносферного слоя Земли, связанного с частичным плавлением мантийного вещества. По-видимому, первичное мантийное вещество было представлено более легкоплавким материалом, что предопределяет высокое содержание в нем железа относительно магния.

Представление о первичном мантийном веществе создается на основе обобщения данных по метеоритам [18]. Исходя из хондритовой модели образования Земли (богатые железом типы обыкновенных хондритов отвечают ее общему составу), можно предположить, это при отделении железного ядра, соответствующего палласитам и железным метеоритам, во внешних оболочках сконцентрировался силикатный материал и выделились первичная основная кора состава эвкритов ($\text{SiO}_2=49,87$; $\text{Al}_2\text{O}_3=12,0$; $\text{FeO}=16,73$; $\text{MgO}=10,12$; $\text{CaO}=10,65$; $\text{Na}_2\text{O}=0,55$; $\text{K}_2\text{O}=0,08$)

и ультраосновная мантия, параллелизирующаяся с ультрамафитовыми ахондритами. Из их числа ультраосновные пироксен-оливиновые ахондриты (уреилиты, представляющие алмазоносный тип метеоритов) и основные пироксеновые ахондриты (говардиты) являются наиболее вероятными аналогами мантийного вещества. Ниже приводятся представительные составы этих ахондритов, по данным М. И. Дьяконовой, В. Я. Харитоновой и А. А. Явнеля. Типичным представителем перидотитовых метеоритов является уреилит Новый Урей (массовая доля, %): $\text{SiO}_2=39,65$; $\text{TiO}_2=0,07$; $\text{Al}_2\text{O}_3=0,92$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,10$; $\text{FeO}=17,56$; $\text{MnO}=0,26$; $\text{MgO}=34,45$; $\text{CaO}=1,19$; $\text{Na}_2\text{O}=0,05$; $\text{K}_2\text{O}=0,04$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,12$; $\text{S}=0,25$; $\text{Fe}_{\text{сульф}}=0,43$; $\text{Fe}=0,73$; $\text{Ni}=0,09$. Дополнением до суммы 100 определяется $\text{H}_2\text{O}=4,09$, связанная с гидратацией этих пород.

Говардиты относятся к пироксенитовым метеоритам, типичным представителем которых является метеорит Бриент (массовая доля, %): $\text{SiO}_2=49,00$; $\text{TiO}_2=0,79$; $\text{Al}_2\text{O}_3=11,02$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,59$; $\text{FeO}=17,02$; $\text{MnO}=0,58$; $\text{MgO}=11,27$; $\text{CaO}=8,63$; $\text{Na}_2\text{O}=0,24$; $\text{K}_2\text{O}=0,09$; $\text{S}=0,20$; $\text{Fe}_{\text{сульф}}=0,35$; $\text{Fe}=0,13$. Предполагаемая мантийная порода рассчитана как сумма составов уреилита (70 %) и говардита (30 %), что определяет ее следующий состав, приведенный к 100 % безводного вещества: $\text{SiO}_2=43,51$; $\text{TiO}_2=0,29$; $\text{Al}_2\text{O}_3=4,10$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,63$; $\text{FeO}=17,89$; $\text{FeS}=0,66$; $\text{Fe}=0,55$; $\text{Ni}=0,66$; $\text{MnO}=0,36$; $\text{MgO}=28,18$; $\text{Ca}=3,51$; $\text{Na}_2\text{O}=0,11$; $\text{K}_2\text{O}=0,06$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,09$.

Мантийное вещество такого состава начинает плавиться при более низкой температуре по сравнению с солидусом перидотита («пиролита»), как показано на схеме (рис. 41).

Частичное плавление его достигается при подъеме фоновой температуры Земли, определяемой нормальным геотермическим градиентом, в глубинных зонах, соответствующих астеносфере. Плавление приводит к формированию небольшого количества основного железистого расплава, образующего пленку между зернами оливина, что сопровождается скачкообразным снижением плотности мантийного вещества и разделением мантии на литосферу и подстилающую ее астеносферу. Это играет большую геодинамическую роль, определяя возможности горизонтального автономного перемещения литосферных плит — доказанного для океанических и проблематичного для континентальных. Глобальное частичное плавление мантийного вещества и деплетирование его в верхней половине усиливают, по-видимому, контрастность разделения компонентов между земной корой и подстилающей ее мантией, особенно в пределах континентальных литосферных плит.

Деплетирование способствует консолидации мантийного основания литосферных плит, которое при этом становится магнетизальным, приближаясь к составу нормальных перидотитов. Процессу отделения («выжимания») от мантийного вещества неболь-

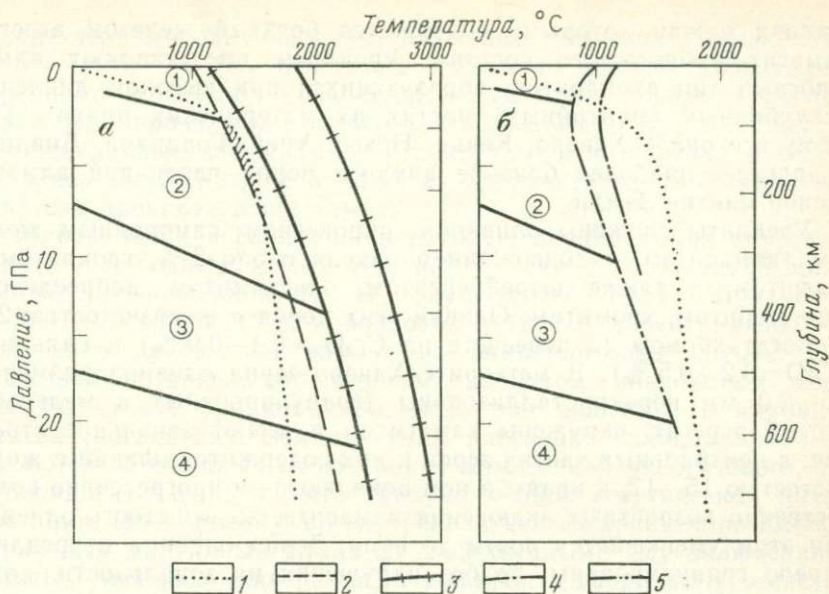


Рис. 41. Схематические диаграммы фазовых соотношений, отражающие условия плавления мантийного вещества (а) без участия летучих компонентов в астеносферном слое Земли и (б) во флюидной обстановке формирования локальных магматических очагов:

1 — нормальный геотермический градиент под океанами; 2 — солидус мантийного вещества гювардит-урейлитового состава; 3 — солидус и ликвидус мантийного перидотита по Р. Уилли; 4, 5 — солидусы флюидного локального плавления мантийного вещества (при избытке H_2O), экстраполированные по экспериментальным данным Б. Майсена и А. Бетчера по плавлению железистого перидотита (4) и И. Кусиро, И. Сионо и А. Акимото по плавлению магнезиального перидотита (5). Цифры в кружках — фации глубинности перидотитов: 1 — плагиоклазовых и шпинелевых, 2 — гранатовых, 3 — гранатовых с минералами шпинелевой структуры, 4 — гранатовых с минералами перовскитовой структуры. Узкое поле, заштрихованное вдоль линии геотермического градиента — астеносфера

шого количества железистого основного расплава (межзерновой жидкости) должно, вероятно, способствовать высокому давлению, господствующему в мантии. В общем же все эти представления, основанные на геофизических данных, гипотетичны. Тем не менее они приводят к представлению об особом генетическом типе пород — ультраосновных реститах, залегающих в глубинах мантии и составляющих по-видимому, мантийные основания литосферных плит.

Петрографическим признаком реститов служит наличие в них зерен минералов с обратной зональностью с накоплением тугоплавких компонентов к краям зерен, образующихся при отклонении от равновесия в ходе отделения от них магматических расплавов. С точки зрения реститообразования могут трактоваться и структурные соотношения минералов в уреилитах, состоящих из агрегата зерен оливина, обычно обратной зональности, в интер-

стициях между которыми содержится богатый железом агрегат камасит-пижонитового состава. Уреилиты представляют алмазоносный тип ахондритов, образующихся при высоком давлении в глубинных (мантийных) частях их материнских планет. Поэтому все они — Хаверо, Кенна, Новый Урей, Гоалпара, Диалпур и другие — наиболее близкие аналоги пород первичной алмазонасной мантии Земли.

Уреилиты сложены оливином, пироксеном, самородным железом (камаситом) с содержанием никеля около 3 %, троилитом и графитом, а также штрейберзитом, ольдгамитом, добреелитом, нинингеритом, хромитом. Оливин этих пород с железистостью 2—17 богат хромом (в пересчете на $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,4-0,9\%$) и кальцием ($\text{CaO}=0,2-0,5\%$). В метеорите Хаверо зерна оливина размером 0,5—2,0 мм перекристаллизованы (гранулированы) в мелкозернистый агрегат, окружены камаситом и имеют зональное строение: в центральных частях зерен в них содержится оливин с железистостью 15—17, к краям в нем появляются и прогрессивно количественно возрастают включения камасита, железистость оливина при этом уменьшается почти до нуля. Зерна оливина в уреилите Хаверо гранулированы, но без нарушения их зональности, которая возникает в ходе перекристаллизации уреилитов в сильно восстановительной обстановке. Зональность зерен оливина прослеживается не только по железистости, но и по другим элементам (первая цифра — внутренняя часть зерен оливина с содержанием фаялита Fa_{14} , в скобках — внешняя с $Fa_5\%$): $\text{SiO}_2=42,0(41,5)$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,6(0,9)$; $\text{FeO}=12,9(4,7)$; $\text{MnO}=0,5(0,6)$; $\text{MgO}=45,6(51,8)$; $\text{CaO}=0,3(0,3)$.

Показательно обогащение краевых частей зерен хромом, прямо коррелирующееся с понижением железистости оливина (нарастанием восстановительной обстановки), что свидетельствует о вхождении хрома в оливин в двухвалентном состоянии. Поздняя кристаллизация железа и сульфидов в восстановительной обстановке проявляется в наличии прожилковых выделений этих минералов в зернах оливина. Углерод и сульфиды концентрируются в самородном железе, которым богат интерстиционный расплав.

Аналогичная зональность оливина изучена в уреилите Кенна, в котором железистость (0—20) нарастает к центру кристаллов. В этом же направлении в них понижается количество включений металлической фазы.

Пироксен в уреилитах представлен клиноэнстатитом (в бедных кальцием разновидностях) или пижонитом. Его зерна зональны, а состав (содержание ферросилита Fs) коррелируется с составом оливина (содержанием фаялита Fa), например $Fa_{18}-Fs_{18}$; $Fa_{12}-Fs_{13}$; содержание хрома в оливине (0,42—0,49 % Cr_2O_3) меньше, чем в пироксене (1,14—1,56 % Cr_2O_3). Алмазы присутствуют в уреилитах в большом количестве (составляют 1—2 % в Новом Урее) и ассоциируют с камаситом и троилитом

между зернами оливина и в линзовидных участках и прожилках. В уреилите Хаверо отчетливо выражено раннее образование алмазных агрегатов, жилковидные выделения которых впоследствии будинировались и подвергались позднему внедрению железа в межбудинные части. Такие структурные соотношения рассматривались П. Рамдором в качестве аргумента против импактной гипотезы происхождения алмаза.

Минеральная ассоциация, в которую входит алмаз в уреилитах (с самородным железом и др.), сходна с ассоциацией минералов, установленной А. В. Варшавским, Г. П. Булановой, Н. В. Лесковой и Л. В. Никишовой в 1984 г. в центральных частях ряда кристаллов алмаза из кимберлитовых трубок. Она представлена никель-кобальтовым троилитом, никелистым железом (тэнитом), франклинитом, медистым вюститом и карбидом железа (когенитом). Эти минералы настолько принципиально отличаются от обычных включений в алмазе как эклогитового, так и перидотитового типа, что требуют особой генетической интерпретации. По-видимому, во внутренних частях кристаллов имеется первичный мантийный алмаз со свойственными ему включениями богатых никелем минералов (троилита, самородного железа), сохранившийся при последующих процессах флюидного плавления мантийного вещества, с которыми связано образование магматических очагов в глубинной зоне алмазоносной мантии. Такие очаги возникают в результате плавления мантийного вещества под воздействием глубинных флюидов, богатых H_2 , CH_4 , CO . Последними стимулируется дальнейшее расщепление расплавов базит-гипербазитового типа, которое воспроизводится экспериментально. Этап глубинной (мантийной) кристаллизации в возникающих таким образом ультраосновных и основных расплавах устанавливается путем изучения наиболее раннего поколения минералов (отвечающего режиму высокого давления), содержащихся в виде включений в алмазе. Алмаз содержит включения минералов перидотитов (оливина, хромита, энстатита, хромистого пирропа, хромдиоксида) или эклогитов (омфацита, граната, рутила, коэсита и др.), разделяясь соответственно на два типа — перидотитовый и эклогитовый.

Нахождение необычной для перидотитов и эклогитов ассоциации минералов (камасита, троилита и др.) в центральных частях алмазных кристаллов свидетельствует об их росте в ряде случаев на зернах первичного (мантийного) алмаза, сохранившихся в ходе флюидного плавления мантии и игравших роль затравок при последующей кристаллизации алмаза в перидотитовых ($CH_4 + 2CO = 3C + 2H_2O$) и эклогитовых ($CH_4 + CO_2 = 2C + 2H_2O$) магмах.

Наличием реликтов первичного мантийного вещества, возможно, объясняются очень древние возрасты пород и минералов некоторых перидотитов и эклогитов (до 4,2 млрд. лет), нахо-

димых в виде включений в кимберлитах и щелочных породах. Вообще же о мантии Земли известно очень мало.

В последнее десятилетие в связи с освоением техники и совершенствованием методики экспериментальных исследований в условиях высоких давлений было выполнено множество теоретических работ, посвященных петрологии мантии, чему способствовало также совершенствование геофизических методов исследования. Петрографические же материалы по составу мантии отсутствуют, и все еще сохраняется положение, определяемое известным высказыванием Г. Д. Афанасьева: «Ни один геолог или геофизик не держал в руках породу, добытую ниже современного раздела Мохоровичича ни в пределах континентов, ни из океанического сегмента Земли».

В нашей интерпретации мантийных пород мы исходим из аналогии мантийного вещества Земли (по крайней мере по составу) с говардит-уреилитовой серией ахондритов, тогда как первичная кора Земли сопоставляется с эвкритами.

Предполагается, что межзерновой (пленочный) расплав в мантийном веществе астеносферного слоя формируется в результате «сухого» плавления мантийного вещества (без участия летучих компонентов), что отличает его от магм (флюидно-силикатных расплавов, богатых Н, H_2O , CO_2 , HF, HCl и др.), дающих начало изверженным горным породам. Во всех типах этих пород прослеживаются генетические признаки взаимодействия расплавов с проходящими через них (трансмагматическими, по Д. С. Коржинскому) флюидами, отделение которых от расплавов фиксируется наличием пузырчатых (миндалекаменных) текстур в эффузивах и явлениями магматического замещения и контактового метаморфизма вмещающих пород в интрузивах. С флюидным воздействием связываются образование водных минералов в изверженных породах (роговой обманки и биотита) и более низкие температуры образования плутонических пород (600—800 °С) по сравнению с вулканическими (900—1200 °С). При развитии «сухого» магматизма соотношения должны были бы быть обратными: плутонические породы должны быть более высокотемпературными по сравнению с вулканическими, так как температуры кристаллизации их возрастают с ростом давления (см. рис. 41). Подобные соотношения петрографически не прослеживаются. Среди изверженных пород отсутствуют такие типы, происхождение которых можно было бы связать с кристаллизацией «сухих» расплавов. По-видимому, астеносферные расплавы, обусловленные чисто термическим селективным глобальным плавлением земных недр за счет тепла радиоактивного распада элементов, не вовлекались в образование вулканических или плутонических пород, хотя они принимали участие в разделении вещества между земной корой и мантией, которая под континентами в большей мере обеднена радиоактивными элементами (генерирует меньше тепла), чем под океанами.

Это различие определяется неодинаковым геодинамическим режимом в пределах геоблоков Земли: по периферии их господствует режим растяжения литосферы, свойственной океанам, а в центральных частях — режим сжатия, способствующий складчатости, формированию континентальных массивов и своеобразному фильтр-прессингу мантийного вещества, его деплетированию и увеличению мощности тугоплавкой литосферы.

Магматизм и метаморфизм связаны исключительно с подъемом к поверхности Земли ювенильных флюидов, образование которых отражает наличие у Земли расплавленного флюидно-металлического ядра. С жидким состоянием ядра связывается также магнитное поле Земли, генерируемое по механизму гидромагнитного динамо, кинематическая модель которого, уже отмечавшаяся выше, была разработана С. И. Брагинским (1964—1967 гг.). Эта модель исходит из представления о продолжающемся разрастании внутреннего твердого ядра Земли за счет внешней жидкой оболочки. На фронте кристаллизации в жидком ядре накапливаются легкие компоненты, периодически всплывающие и создающие восходящие потоки проводящей жидкости. Последние приводят в действие гидромагнитное динамо. Продолжающаяся кристаллизация жидкого ядра Земли и накопление в нем флюидных компонентов сопровождаются возрастанием их давления, которое реализуется периодически образованием восходящих флюидных потоков вдоль ослабленных (подвижных) направлений в мантии и земной коре.

Флюидное воздействие на мантийное и коровое вещество сопровождается двойным эффектом: понижением температуры его плавления и значительным повышением общей температуры относительно фоновой, определяемой нормальным геотермическим градиентом. В условиях флюидного воздействия температура плавления коровых и мантийных пород с переходом к глубинным зонам не возрастает, как в случае «сухого» плавления (см. рис. 41, а), а существенно понижается (см. рис. 41, б) до 800—900 °С. Это понижение происходит при общем возрастании температуры, которая становится аномальной и может превышать фоновую температуру нормального геотермического градиента на несколько сот градусов благодаря поступлению флюидов из более глубоких (высокотемпературных) зон и развитию экзотермических реакций окисления в них водорода и других восстановленных компонентов (СН₄, Н₂, СО и др.).

Очевидно, что характер плавления мантийных недр (селективный при глобальном развитии этого процесса в астеносферном слое) должен измениться в направлении повышения степени плавления мантийного вещества вплоть до полного его плавления. На рис. 41, б видно, что наиболее оптимальными условиями флюидного плавления мантии являются глубины 80—110 км, в пределах которых температуры плавления мантийных пород характеризуются минимальными значениями. До этих глубин доминирует эф-

фект флюидного понижения температуры плавления пород, в более глубоинной обстановке флюидный эффект во все большей мере редуцируется прямым влиянием давления, способствующим возрастанию температуры плавления пород.

ГЕОСТРУКТУРНАЯ ОБСТАНОВКА ПЕТРОГЕНЕЗИСА И ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ГОРНЫХ ПОРОД

В предыдущих разделах магматизм рассматривался в трех принципиально различных генетических аспектах: космическом (образование метеоритов и лунных пород), космогенно-геологическом (в связи с астроблемами) и глобальном (магматическое состояние земных недр, которое прослеживается по геофизическим данным в астеносферном слое Земли и ее ядре). Было отмечено также петрогенетическое значение флюидных потоков, поднимающихся из все еще жидкого (флюидно-магматического) ядра Земли вдоль ослабленных зон и стимулирующих развитие магматизма и метаморфизма, тесно связанных с эволюционным развитием земной коры. Рассмотрим эти процессы в геологическом аспекте.

Наиболее важными петрогенетическими структурами являются протяженные спрединговые зоны, которые образуют глобальную систему в океанах. Они прослеживаются по мелкофокусным землетрясениям и имеют вид хребтов высотой 3—4 км, получивших название срединно-океанических. Рельеф этих хребтов сильно расчленен: наряду с высокими горными хребтами в них выделяются глубокие грабенообразные структуры — рифтовые долины, заполненные молодыми лавами, которые совместно с протяженными системами даек, базальтов и долеритов фиксируют господствующий в них режим растяжения (спрединга) литосферы. По характеру этого режима *срединно-океанические хребты*, составляющие в совокупности глобальную систему рифтов или спрединговых зон, подразделяются на активные, в которых величина спрединга достигает 10 см/год и более, так же как Восточно-Тихоокеанский хребет, и пассивные, подобные Атлантическому, скорость спрединга вдоль которого едва достигает 2—3 см/год. Срединно-океанические хребты являются глобальными структурами обновления океанической земной коры, возраст которой, близкий к современному в осевой части хребтов, увеличивается с удалением от них в обе стороны. Это связано с непрерывным поступлением вдоль них огромных объемов основной магмы (периодически сопровождаемым внедрениями гипербазитов), образующей покровы базальтов и дайки долеритов. По геофизическим данным, на небольшой глубине под хребтами залегают расслоенные интрузивы гипербазит-базитового типа, питающие эти извержения. Повышение возраста базальтов океанического ложа в стороне от хребтов де-

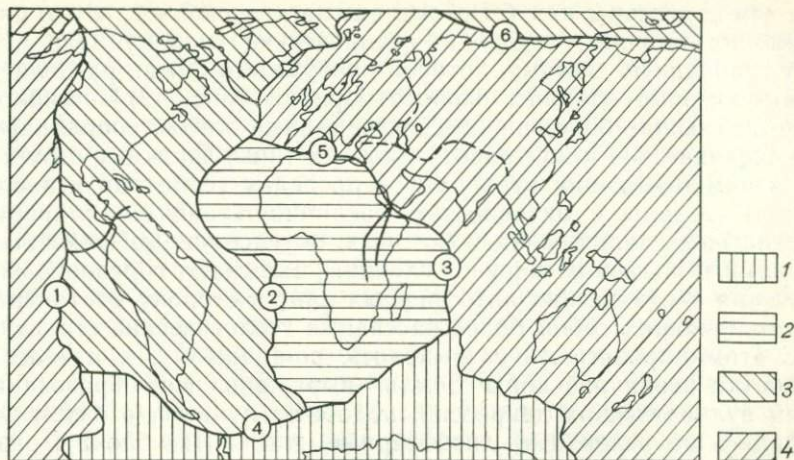


Рис. 42. Глобальная система современных срединно-океанических хребтов и рифтов.

Геоблоки: 1 — Антарктический, 2 — Африканский, 3 — Американский, 4 — Евразийско-Австралийский. Срединно-океанические хребты и рифты (цифры в кружках): 1 — Восточно-Тихоокеанский, 2 — Атлантический, 3 — Индийский, 4 — Южный (антарктический), 5 — Средиземноморский, 6 — Северный (Северно-Ледовитый).

Показаны (без названия) некоторые более мелкие рифтовые структуры (в районе Карибского моря, к юго-западу от Гренландии, на востоке Африки).

Пунктиром предположительно намечены некоторые крупные рифтовые структуры прошлого — Альпийско-Гималайская (к северу от Индии), Уральская (разделяющая Европейский и Азиатский континенты)

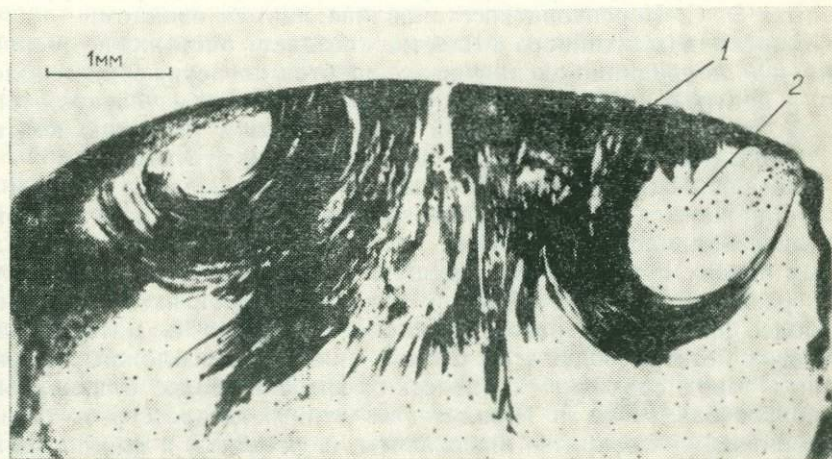


Рис. 43. Диффузия водорода в эвтектическом расплаве диопсид-анортит с добавкой 10 % RbO. По Э. С. Персикову.

$P_{H_2} = 20$ МПа, $T = 1300$ °С. Наблюдается вихреконцентрационная конвекция (эффект Марангони), обусловленная возникновением градиента поверхностного натяжения на границе водород — расплав.

1 — конвективные струи, трассируемые восстановленным Rb; 2 — исходный, не прореагировавший с H_2 расплав

лают эти структуры как бы осями симметрии океанов, что и определило их название (срединно-океанические хребты). Они образуют глобальную систему, которой поверхность Земли разделяется на структурные единицы первого порядка (рис. 42) — геоблоки, представляющие объединенные литосферные плиты, координирующие океанические и континентальные их типы. Сложные структурные взаимоотношения этих плит в пределах геоблоков непосредственно связаны с активностью срединно-океанических хребтов, спрединговые напряжения в которых, обусловленные флюидными потоками и подъемом магм из глубины, вызывают горизонтальные движения океанических литосферных плит в сторону континентов, представляющих собой более пассивные геологические структуры.

С этими процессами связывалось, по-видимому, и начало переработки первичной коры Земли, выражавшейся образованием в ней вулканических депрессий, подобных лунным, а затем кора распалась на первичные литосферные плиты (геоблоки), разделяющиеся глобальной системой спрединговых зон, подобных современным срединно-океаническим хребтам.

Конвективные ячейки в мантии, возникающие под воздействием восстановленных флюидов, фильтрующихся вдоль спрединговых структур, обусловлены эффектом Марангони, экспериментально исследованным Э. С. Персиковым и его сотрудниками в 1985 г. на модельном диоксид-плагиоклазовом расплаве (с добавкой 10 % PbO) под водородным давлением (рис. 43). Конвективные струи, вызванные проникновением в расплав водорода, фиксируются в опыте Э. С. Персикова восстанавливающимся свинцом.

Конвекция мантийного вещества создает растяжение (спрединг) вдоль срединно-океанических хребтов по периферии геоблоков, в центральных частях которых возникает в результате этого режим сжатия, способствующий зарождению и развитию континентальных массивов (см. рис. 42) складчатой структуры.

Слагающие их породы (граниты, гнейсы, слюдяные сланцы и др.) обнажаются в фундаменте платформ, древних щитах, кристаллических массивах и более молодых (фанерозойских) складчатых поясах представляют высшую в генетическом аспекте ступень развития внешних оболочек планет. Аналоги их отсутствуют на более примитивно развитых планетах — Луне и материнских планетах метеоритов. В этом смысле они противоположны сериям горных пород срединно-океанических хребтов, более близких эвкритовым базальтам и перидотитам лунных депрессий и таким метеоритам, как эвкриты, шассиниты, шерготтиты и др., по крайней мере по связи их со спрединговыми структурами восходящей фильтрации сильно восстановленных флюидов, стимулирующих развитие мантийного гипербазит-базитового магматизма. Связь лунных базальтов с гипербазитами проявляется в совместном развитии их в депрессиях на поверхности Луны, к которым приурочены масконы (аномалии силы тяжести), обусловленные внедре-

нием в них плотных масс ультраосновного состава. Базальты в этих депрессиях («морях») обнаруживают широкие вариации железистости, соответствующие ряду ахондритов — эвкритов — шассинитов — шерготтитов. В срединно-океанических хребтах на Земле базальты также характеризуются широкими вариациями железистости и входят в ассоциацию с гипербазитами, но они принципиально отличаются от лунных пород и ахондритов по формационной принадлежности.

Лунные породы и ахондриты составляют формацию пород известкового ряда, сформировавшихся в сильно восстановительных условиях не особенно контрастного распределения компонентов между расплавами при базит-гипербазитовом расслоении. Поэтому лунные базальты содержат самородное железо, богаты хромом и крайне бедны щелочными металлами, что сближает их с гипербазитами. В отличие от них базальты срединно-океанических хребтов сформировались в более окислительных условиях (самородное железо в них отсутствует), способствовавших несравнимо более контрастному распределению компонентов между расплавами в ходе базит-гипербазитового расслаивания магм. Поэтому они более богаты щелочами, бедны хромом и принадлежат к известково-щелочной магматической серии.

Лунные базальты и ахондриты отличаются от земных базальтов высокими концентрациями легкого изотопа гелия (10^{-7} — 10^{-6} г/см³) по сравнению с содержанием его в земных базальтах (10^{-13} — 10^{-11} г/см³). Это различие особенно принципиально определяет их принадлежность к различным формациям пород — начальной примитивной стадии развития планет (лунные базальты и ахондриты) и высшей стадии развития их внешних оболочек, которая была достигнута, по имеющимся данным, только на Земле. Бедность легким изотопом гелия свойственна на Земле не только базальтам, но и перидотитам (10^{-11} г/см³) и особенно гранитам, мигматитам и гнейсам (10^{-12} г/см³) — специфическим породам складчатой земной коры континентального типа.

Гнейсы, мигматиты и граниты, составляющие формацию метаморфических и магматических пород корового типа, развились на Земле в ходе зарождения (3,8 млрд. лет назад) и развития континентальных массивов. Это развитие охватывается понятием геосинклинального процесса, идущего в сопряжениях разрушающихся континентальных окраин и океанических литосферных плит.

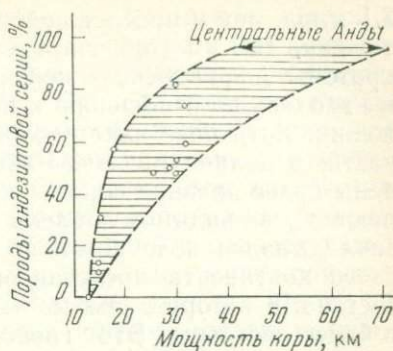
Представления о геосинклиналях как об областях прогибания земной коры глубоководного вулканизма и последующего осадконакопления по периферии континентов, которые затем подвергаются складчатости и превращаются в горные системы интенсивного вздымания (орогенеза), возникли еще в прошлом веке в работах Дж. Холла и Дж. Дэна. Давно была установлена и последовательная миграция геосинклиналей в направлении океанических впадин, характеризующая ведущую роль геосинклинального

процесса в разрастании континентальных массивов. В развитии этого процесса различались инициальные периоды вулканизма, которые сменялись длительным прогибанием морского дна, компенсируемым осадконакоплением. За ними следовали периоды складкообразования, орогенеза, метаморфизма и развития гранитного магматизма.

Формации гранитов, мигматитов и гнейсов возникают в результате зарождения и последовательного развития континентальных массивов в геосинклинальном процессе, локализованном в их сопряжениях с океаническими литосферными плитами. Геосинклинальный процесс обуславливается разрушением континентальных окраин и погружением их совместно с граничащими с ними океаническими плитами и образованием прогибов, вначале глубоководных, заполняемых вулканогенно-осадочными толщами (в том числе офиолитовыми ассоциациями пород), затем все более мелководными, карбонатно-терригенными отложениями. Такой режим на стадии терригенного осадконакопления свойствен пассивным континентальным окраинам, входящим в систему с океаническими спрединговыми структурами низкой активности (например, со Срединно-Атлантическим хребтом в настоящее время). Этот режим обусловлен очень медленным движением океанических плит и характерен для собственно геосинклинальной (доскладчатой) стадии развития прогибов. Складчатость в них развивается в связи с усилением спрединговой активности структур океанических хребтов (с переходом от Атлантического к Восточно-Тихоокеанскому типу) и возрастанием скорости движения океанических плит, вызывающих смятие вулканогенно-осадочных отложений в геосинклинальных прогибах, развитие в них изоклинальной складчатости, а также надвигов и шарьяжей в складчатых толщах, свойственных альпинотипной тектонике, сопровождающейся мощным тектоническим «скупиванием» геосинклинальных отложений.

Вследствие всех этих процессов на континентальных окраинах формируются складчатые пояса, примером которых на современном этапе геологической истории могут служить Анды. Эти пояса подвергаются затем дебазификации (гранитизации) под воздействием восходящих флюидных потоков, стимулирующих развитие в них корового магматизма (гранитного плутонизма и андезитового вулканизма). Дебазификации подвергаются и подстилающие мантийные породы, в результате чего мощность коры возрастает с образованием под молодыми складчатыми сооружениями на краях континентов «корней гор», глубоко вдающихся в плотную мантию. Анды — это пример складчатых поясов с подобными глубоко разуплотненными недрами (мощность коры в них достигает максимальных для Земли значений 75—80 км). Подобное разуплотнение недр под молодыми складчатыми поясами непосредственно отражает развитие коровых гранитов, магматитов и гнейсов на глубине и соответствующих им андезитов в вулканической

Рис. 44. Соотношение между мощностью земной коры на островных дугах и активных континентальных окраинах и долей пород андезитовой серии (в %) в базальт-андезитовом магматизме. По А. Миясиро



фации (см. рис. 8). Прямая корреляция мощности новообразованной коры с содержанием в вулканических извержениях пород андезитовой формации относительно базальтов (около 100 % в Андах) была прослежена А. Миясиро (см. рис. 44). Метаморфическое разуплотнение глубинных зон молодых складчатых поясов вследствие их дебазификации, нарушающее изостатическое равновесие между земной корой и мантией, является главным фактором орогенеза, сопровождающегося глубокой эрозией складчатых сооружений, при которой мощность земной коры сокращается с 75—80 до 35—45 км при полной консолидации (с превращением орогенной зоны в молодую платформу). При этом обнажаются самые глубинные гнейсовые породы: гиперстен-силлиманитовые, гиперстен-кианитовые, кварц-сапфириновые, гранат-клинопироксеновые и др. (см. рис. 1—3), объединяемые в сутамскую фацию глубинности, выделенную в южном обрамлении Алданского щита (в междуречье Сутам — Гонам) и отвечающую глубине эрозии гнейсовых формаций около 35—40 км (где литостатическое давление достигает 1 ГПа). С переходом к орогенной стадии формирования в складчатых поясах гнейсов и гранитных плутонов их альпийно-типная тектоника преобладания горизонтальных движений сменяется германотипной тектоникой вертикального воздымания крупных блоков земной коры.

Судя по имеющимся датировкам абсолютного геологического возраста, формирование древнейших гнейсов на Земле относится к орогенезу 3,6—3,8 млрд. лет назад. Такие цифры абсолютного возраста гнейсов зафиксированы в глубоко эродированных формациях (складчатые пояса Лимпопо в Южной Африке, Амисок в Гренландии, Земля Эндерби в Антарктиде, Днепровская зона на Украинском щите, Омолонский массив на Дальнем Востоке СССР и др.).

Складчатый пояс Лимпопо — наиболее глубоко эродированная структура Южной Африки, в которой обнажаются гнейсы гиперстен-кианитовой формации. Этот пояс имеет возраст около

3,1 млрд. лет и прослеживается в широтном направлении на протяжении 690 км (при ширине 130—170 км), разделяя древнейшие кратоны Африканского континента (Каапваальский и Зимбабве) и находясь по отношению к их структурам в дискордантном положении. Хотя пояс имеет возраст 3,1 млрд. лет, в его центральной части, в долине р. Санд-Ривер (приток р. Лимпопо), были найдены более древние породы с возрастом 3,786 млрд. лет, представляющие, по-видимому, блоки гнейсового фундамента, на котором закладывался пояс Лимпопо. Эти древнейшие породы Африканского континента представлены полосчатыми гнейсами среднего состава, в которых темные (меланократовые) полосы чередуются с более светлыми. Этот гнейсовый комплекс пересекается дайками базальтов с возрастом 3,6 млрд. лет, отвечающих началу заложения зеленокаменных поясов в Каапваальском кратоне (3,3—3,6 млрд. лет). Развитием этих поясов (их складчатостью и метаморфизмом) завершилось внедрение гранитов с возрастом 3,1 млрд. лет. В интервале времени 2,2—3,1 млрд. лет на Каапваальском кратоне господствует платформенный режим (формируются платформенный чехол Понгола и серии Витватерсранд и Трансвааль). Новая активизация этой структуры произошла в период 2,2—2,3 млрд. лет и выразилась формированием вулканоплутонических комплексов пород, в состав которых входит известный Бушвельдский расслоенный плутон.

Аналогично в кратоне Зимбабве гнейсы Машабы (3,5 млрд. лет) содержат реликты пород древнейших зеленокаменных поясов группы Селукве. Более молодые зеленокаменные пояса (2,6—2,7 млрд. лет) образуют булавайскую группу, представленную базальтами с подчиненными им ультраосновными вулканитами, а также андезитовыми и риолитовыми лавами, граувакками, известняками, джеспилитами и аргиллизитами. Булавайская группа стратиграфически наращивается осадочными породами шамвайской группы, складкообразованием, метаморфизмом и внедрением гранитов (около 2,6 млрд. лет). После кратковременного господства платформенного режима проявились новая магматическая активизация кратона и внедрение Великой Дайки базит-гипербазитового состава (2,5 млрд. лет).

В геологической истории Южной Африки фиксируются древнейшие (раннеархейские) циклы геосинклинального развития земной коры, завершающиеся орогенезом, внедрением гранитов и магматической активизацией древних кратонов. В ходе этих циклов выделяются этапы накопления вулканогенных и осадочных отложений, их складчатости, метаморфизма и магматизации с образованием гнейсов. Древнейшие гнейсовые комплексы, относящиеся к раннему архею (3,5—3,8 млрд. лет) помимо складчатого пояса Лимпопо в Африке были выявлены в Гренландии (гнейсы Нук и Амтсок), на п-ове Лабрадор (гнейсы Уивак), в шт. Миннесота в США (гнейсы Мортон и Монтевидео), на Земле Эндерби в Ан-

тарктиде, на Украинском, Анабарском и Алданском щитах и в Омолонском массиве на Востоке СССР. Обычно в них устанавливаются реликты меланократовых основных пород, в результате гранитизации которых они образуются. Процесс гранитизации сопровождается формированием антипертитов, возникающих при замещении плагиоклаза калиевым полевым шпатом, пироксенов роговой обманкой и затем последней биотитом. Эти замещения, сопровождающиеся увеличением в породах содержания кварца, фиксируют процесс дебазификации, приводящий к развитию плагиогнейсов среднего состава на месте основных вулканических пород. Гнейсы представлены олигоклазом и андезином (40—60 %) с антипертитовыми вростками калиевого полевого шпата, кварцем (25—35 %), биотитом и роговой обманкой (5—10 %), иногда с реликтами пироксенов и акцессорными минералами (сфен, апатит, магнетит, циркон и ортит).

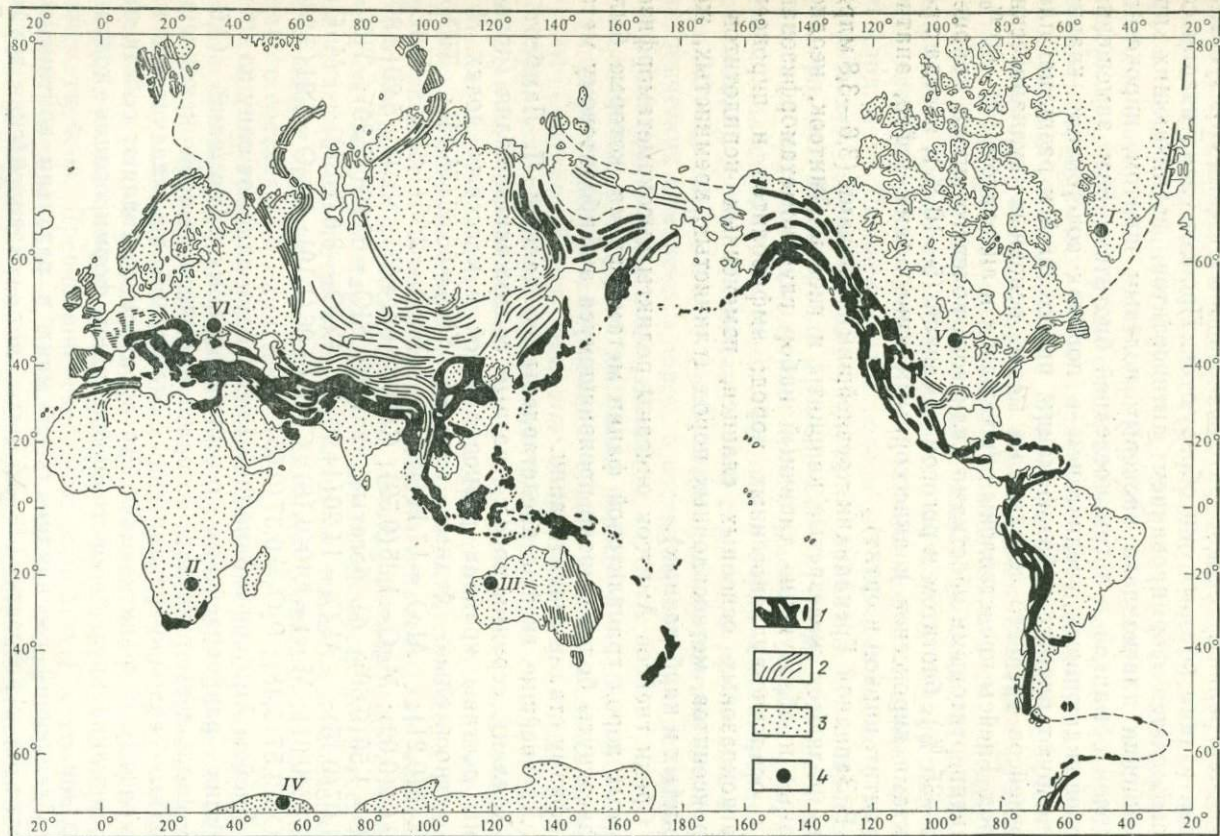
В Западной Гренландии древнейшими породами (3,6—3,8 млрд. лет) являются железистые кварциты и гнейсы Амитсок, неоднородные и образующие типичный набор глубокометаморфизованных осадочно-вулканогенных пород: амфиболитов и пироксен-плагиоклазовых основных сланцев, измененных перидотитов и пироксенитов, метаосадочных пород (глинистых, кремнистых, железистых и карбонатных).

Среди гнейсов Амитсок описаны реликты высокометаморфизованных пород гранулитовой фации метаморфизма, которые были подвергнуты более широко проявившемуся амфиболитовому метаморфизму стадии гранитизации.

Древнейшие гнейсы представлены, по данным Л. Ламберт и Г. Холланд, сериями пород с разным содержанием калия (приведены составы крайних разновидностей в массовых долях, %): а) относительно бедные калием: $\text{SiO}_2=65,32(76,15)$; $\text{TiO}_2=0,45(0,21)$; $\text{Al}_2\text{O}_3=17,11(12,59)$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=2,95(1,81)$; $\text{MnO}=0,04(0,02)$; $\text{MgO}=1,35(0,59)$; $\text{CaO}=4,09(4,07)$; $\text{Na}_2\text{O}=5,20(3,87)$; $\text{K}_2\text{O}=1,50(0,60)$; б) богатые калием: $\text{SiO}_2=63,29(72,89)$; $\text{TiO}_2=1,07(0,15)$; $\text{Al}_2\text{O}_3=14,20(14,99)$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=8,67(0,78)$; $\text{MnO}=0,12(0,01)$; $\text{MgO}=1,40(0,18)$; $\text{CaO}=4,06(1,19)$; $\text{Na}_2\text{O}=3,21(3,28)$; $\text{K}_2\text{O}=3,57(6,48)$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,37(0,05)$.

Гнейсы Амитсок в Западной Гренландии слагают одну из древнейших раннеархейских геосинклинальных формаций (3,6—3,8 млрд. лет), развитие которых включало в себя накопление мощных осадочно-вулканогенных отложений, их складчатость, метаморфизм и гранитизацию. Эти процессы составляют собственно геосинклинальную и орогенную стадии формирования подвижных зон.

Следующий геосинклинальный цикл в развитии континентов относится к возрасту 3,1—3,6 млрд. лет — свазилендская группа зеленокаменных поясов в Южной Африке, группа Варравуна в Западной Австралии, Саргурская группа в Южной Индии и др. Все



они представлены мощными осадочно-вулканогенными разрезами, завершающимися молассовыми отложениями, интенсивно дислоцированными, неравномерно метаморфизированными и прорванными гранитами. На Балтийском щите магматизм этого этапа формирования континентов относится И. Д. Батиевой, И. В. Бельковым и др. к раннеархейской стадии его развития и характеризуется образованием вулканоплутонических ассоциаций с преобладанием естественно натриевых пород среднего и кислого состава. Для этого этапа характерно появление вулканических пород базальт-андезит-дацитового состава, прорываемых лейкократовыми гранитами.

Следующий геосинклинально-орогенный цикл (2,6—2,8 млрд. лет), завершающий архейский этап развития континентов, выразился образованием протяженных гранитно-зеленокаменных поясов на Балтийском и Канадском щитах, в Африке, Южной Индии (Дхарварский пояс) и др.

Протерозойские геосинклинально-орогенные циклы подразделяются на раннепротерозойские (1,7—2,1 млрд. лет: свенофенскокарельский на Балтийском щите, саксагеанский на Украине, гуронский на Канадском щите и др.) и позднепротерозойские (гренивильский на Канадском щите, дальсландский на Балтийском щите и др.).

Рифейские и фанерозойские геосинклинальные системы — палеозойские (каледонские и герцинские), мезозойские, палеоген-неогеновые — отражают дальнейшее разрастание континентальных массивов за счет океанических впадин (рис. 45). На рис. 46 показано смещение фанерозойских геосинклинальных систем в сторону Тихого океана, отражающее последовательное разрастание Северо-Американского континентального массива. Однако во многих других случаях прослеживается наложение (нередко дискордантного характера) геосинклинальных систем на ранее сформированные складчатые сооружения, что сопровождается магматической активизацией, разрушением докрембийской и фанерозойской континентальной земной коры и геоструктурно выражается сменой по простирацию древних систем складчатости более молодыми (для палеозойских, мезозойских и палеоген-неогеновых орогенных поясов это наглядно выражено на рис. 45). Древние комплексы в этих случаях представлены разрушенным складчатым основанием, на котором развиваются более молодые геосинклинальные системы, охватывающие также смежное океаническое осно-

Рис. 45. Орогенные зоны Земли. По Дж. Умбгроу:

I — палеоген-неогеновые и мезозойские; *2* — палеозойские; *3* — докембрийские щиты и платформы; *4* — места нахождения древнейших пород с возрастом 3,6—3,8 млрд. лет (*I* — полосчатые железные кварциты Исуа с возрастом 3,8 млрд. лет [36] и гнейсы Амитсок (3,6 млрд. лет); *II* — полосчатые биотит-амфиболовые гнейсы в центральной части складчатого пояса Лимпопо; *III* — метаморфические породы блока Пилбара; *IV* — гранатовые эндербиты (Земля Эндерби); *V* — серые гнейсы и эндербиты (Миннесота); *VI* — Ново-Павловский гнейсовый комплекс Украины

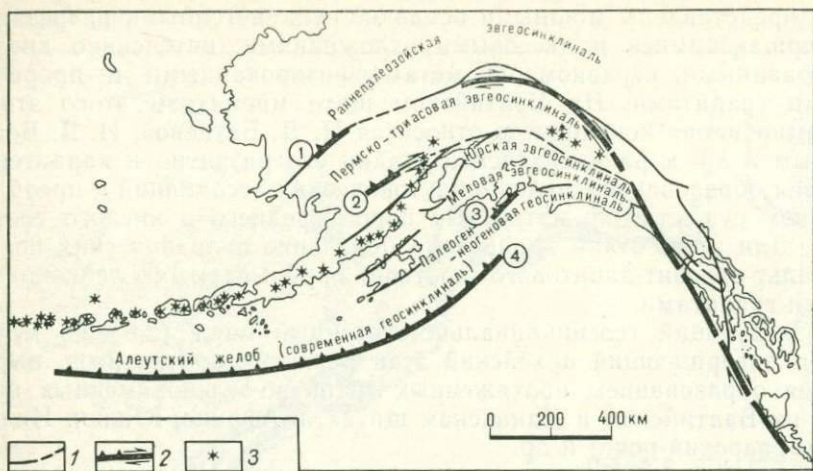


Рис. 46. Схема развития Алеутской геосинклинальной системы от нижнего палеозоя до современного состояния. По Р. Стонели.

Эвгеосинклинали со стороны океана ограничиваются поверхностью Беньофа, совпадающей на выходе с глубоководным желобом. Цифрами в кружках показано его положение: 1 — в раннем палеозое, 2 — в триасе, 3 — в мелу, 4 — в настоящее время. С континентальной стороны эвгеосинклинальные прогибы ограничиваются зонами орогенеза (поднятий складчатых сооружений и образования гор) со свойственным им наземным вулканизмом.

1 — разломы, 2 — надвиги вдоль поверхности Беньофа, 3 — андезитовые вулканы

вание. Геосинклинали являются областями мощного осадконакопления и вулканизма на переходах от континентов к океанам, которые служат ареной последующих складчатости и горообразования (орогенеза). Однако отголоски геосинклинальных процессов распространяются далеко в глубь континентов, приводя к их тектономагматической активизации и разрушению. В их развитии прослеживается определенная стадийность. Вначале появляются континентальные поднятия древнего складчатого фундамента сводового типа, сопровождаемые развитием внегеосинклинальных гранитов и сопряженных с ними во времени вулканических поясов (риолит-дацит-андезитовых или трахириолит-трахит-трахито-андезитовых). Затем следует развитие рифтовых структур со свойственным им базальтовым вулканизмом. Щелочной магматизм проявляется в завершающие стадии циклов, периоды поднятия и вулканизма в которых чередуются с образованием прогибов и отложением континентальных моласс.

Орогенная активизация платформ прослеживается с раннего докембрия, сопровождаясь внедрением гранодиоритовых плутонов с возрастом 3,1 млрд. лет и орогенным вулканизмом с возрастом 2,4 млрд. лет (например, селецкая активизация на Балтийском щите).

Активизационно-орогенный магматизм обычно предшествует внедрению основных плутонов, таких, как анортозитовый массив

Фрисненесет в Гренландии и массивы анортозитов в формации Лимпопо в Африке с возрастом около 3 млрд. лет, а также анортозитовые массивы и граниты рапакиви на Балтийском и Украинском щитах с возрастом 1,4—1,7 млрд. лет. Плутоны основных пород намечают переход к следующей стадии активизации платформ, в которую их орогенное воздымание со свойственными ему сводово-глыбовыми поднятиями, внегеосинклинальным гранитным магматизмом и кислым вулканизмом сменяется рифтогенным прогибанием и деструкцией, сопровождаемой базит-гипербазитовым магматизмом (образование вулканоплутонических комплексов основных и умеренно-щелочных вулканитов с расслоенными базит-гипербазитовыми интрузивами). Древние (докембрийские и палеозойские) структуры такого рода получили название авлакогенов (прогибы Печенги и Имандра—Варзуги на Балтийском щите и др.), тогда как более молодые (мезо-кайнозойские) рифтовые и рифтинговые прогибы и грабены составляют основу трапповых формаций, широко распространенных в континентальном обрамлении Тихого океана, и окраинных морей, отделяющих островные дуги от континентальных массивов. Авлакогены, трапповые формации, впадины окраинных морей отражают посторогенную переработку складчатых поясов и прилегающих к ним частей платформ, их деструкцию и разрушение на пути преобразования активных континентальных окраин в пассивные окраины глубоководного вулканизма и мощного геосинклинального осадконакопления. Вообще же рифтовые структуры представляют большое разнообразие по степени утонения коры и глубине залегания мантийного купола, над которым обычно размещаются очаги магматической дифференциации (расслоенные интрузивы базит-гипербазитового и других типов). Систематика континентальных рифтовых структур в этом отношении была разработана А. М. Никишиным в 1985 г., который разделил их на ряд типов: Красноморский, Рио-Гранде, Бассейнов и Хребтов, Муйский, Кенийско-Эфиопский, Танганьикский. С рифтовыми структурами связаны формации траппов на платформах и вулканические впадины окраинных морей.

Образование рифтовых структур начинается с активизационного орогенного воздымания обширных территорий, сопровождаемого развитием кислого магматизма, последующим развитием базальтового вулканизма, имеющего вначале площадной характер и локализующегося затем в узких рифтовых долинах и прогибах, как и сопутствующий ему гипербазитовый магматизм. Завершают рифтогенные циклы проявления щелочного магматизма, связанного с вулканизмом центрального типа (с трубчатыми и другими линейными структурами).

Ранние спрединговые режимы можно назвать инициальными (начальными). Они имеют общее (универсальное) значение, прослеживаясь в подвижных поясах геоструктурного развития земной

коры, которые подразделяются в первом приближении на три типа по их геотектоническому положению;

1) сопряжения океанических литосферных плит (спрединговые структуры срединно-океанических хребтов);

2) сопряжения океанических литосферных плит с континентальными массивами (области геосинклинали развития земной коры);

3) внутриплитные структуры (рифты, рифтинги, горячие пятна и др.) на континентах и в океанах.

Общность этих, казалось бы, совершенно различных геоструктурных подвижных зон проявляется в одинаковом чередовании в них динамических режимов растяжения и сжатия. С растяжением (спредингом) обычно связывают процессы утонения и деструкции земной коры, а со сжатием — ее утолщение и консолидацию. Особенно сходны начальные (спрединговые) стадии в развитии подвижных зон, обусловленные поступлением к поверхности Земли ювенильных флюидов, плавлением под их воздействием ее внешних оболочек, образованием в мантии конвективных ячеек, утонением и прогибанием земной коры.

Срединно-океанические хребты — это наиболее ярко выраженные рифтовые океанические структуры с широкими вариациями спрединговой активности, которая хорошо коррелируется с характером континентальных окраин, образующих со срединными хребтами геодинамические системы.

Океанические хребты слабой активности, такие, как Атлантический, спрединг вдоль которых едва составляет 1—3 см/год, сопряжены с континентальными окраинами, получившими название пассивных окраин атлантического типа. Они не обладают на современной стадии развития сейсмической и вулканической активностью, и глубокие прогибы океанического дна вдоль них, свойственные всем сопряжениям континентальных и океанических литосферных плит, в рельефе земной поверхности не выделяются, компенсируясь отложением осадков, сносимых с континентов (см. рис. 15). Противоположный тип активных спрединговых структур (с раздвижением морского дна до 10—15 см/год) представляет Восточно-Тихоокеанский хребет, входящий в геодинамическую систему с континентальными окраинами, получившими название активных. Глубокие прогибы фундамента вдоль них, фиксирующие сопряжения континентальных и океанических литосферных плит, также значительны, как и на пассивных окраинах. Однако в отличие от них они фиксируются в рельефе океанического дна образованием глубоководных желобов, не заполненных осадками, поскольку изолированы от континентальных областей сноса терригенного материала горными цепями (например, Анды вдоль западного побережья Южной Америки). Предполагают, что океанические плиты вследствие высокой спрединговой активности срединно-океанических хребтов восточно-тихоокеанского типа соз-

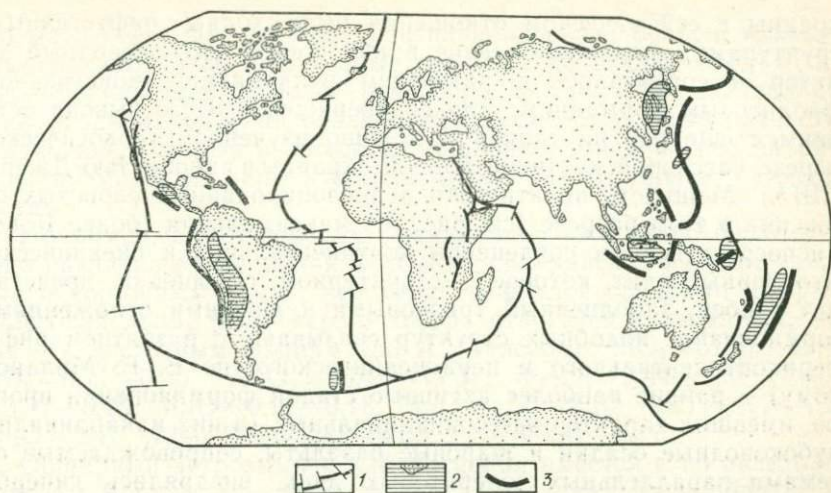


Рис. 47. Схема размещения очагов землетрясений различного типа. По С. К. Ран-
корну:

1 — неглубокие землетрясения вдоль срединно-океанических хребтов; 2 — глубокие очаги землетрясений орогенных зон; 3 — глубоководные желоба

дают сильные тектонические напряжения на активных континентальных окраинах и проявляют тенденцию соскальзывания под континентальные литосферные плиты вдоль поверхностей (фокальных зон Бенъофа), фиксируемых очагами землетрясений, распространяющихся до глубин 600—700 км. Горные складчатые сооружения на активных континентальных окраинах проявляют устойчивые восходящие движения (орогенные), сопровождаемые метаморфизмом, гранитным магматизмом в глубинных (плутонических) зонах и андезитовым вулканизмом на поверхности.

Современное размещение главных тектонических структур Земли схематически отображено на рис. 47: показаны срединно-океанические хребты, которые фиксируются протяженными поясами мелкофокусных землетрясений, и зоны наиболее интенсивного орогенеза, сопряженные с зонами глубокофокусных землетрясений. Они контролируются в своем размещении глубоководными желобами, входящими в геодинамические системы со срединно-океаническими хребтами высокой спрединговой активности (Восточно-Тихоокеанский и др.), тогда как хребты слабой тектонической активности (Срединно-Атлантический и др.) входят в системы с пассивными континентальными окраинами, очаги землетрясений на которых практически отсутствуют. Однако анализ стратиграфических разрезов геосинклинальных отложений, приуроченных к этим пассивным в настоящее время окраинам, и геофизические данные приводят к выводу о том, что в прошлом эти

окраины в сейсмическом отношении были сходны с рифтогенными структурами, осадконакопление в них носило глубоководный характер и сопрягалось с развитием вулканизма, свойственного офиолитовым формациям. Для подтверждения этого вывода остановимся еще раз на типичном хорошо изученном геологическом разрезе пассивной континентальной окраины в районе Нью-Джерси (США). Мощность практически недислоцированных слоистых отложений в этом разрезе (см. рис. 15) максимальная (более 15 км) в непосредственном сочленении континентальной и океанической литосферных плит, которое в структурном отношении представляет грабен, заполненный триасовыми и юрскими отложениями. Формирование подобных структур связывают с развитием рифта (периконтинентального и периокеанического, по Е. Е. Милановскому) в ранние наиболее активные стадии формирования прогибов, имевших характер эвгеосинклинальных (в них накапливались глубоководные осадки и шаровые базальты, сопровождаемые системами параллельных долеритовых даек, внедрялись гипербазиты). Этот офиолитовый комплекс, залегающий в основании разреза терригенных отложений на пассивных континентальных окраинах, фиксируется магнитной аномалией, которая прослеживается по периферии Атлантического океана на расстоянии около 120 км от берега и приходится на континентальное подножие, представляющее собой наиболее погруженную часть океанической земной коры (см. рис. 15). Вулканогенно-осадочные отложения континентального подножия отличаются высокой плотностью (скорость прохождения сейсмических волн через них составляет 5,0—6,3 км/с. Ближе к континенту на переходе от подножия к континентальному шельфу накапливаются в основном терригенные осадки, отличающиеся от вулканогенных отложений более низкой плотностью, судя по скорости прохождения сейсмических волн 4,1—4,5 км/с. Развитие двух параллельных структурно-фациальных зон накопления отложений: осадочно-вулканогенной (офиолитовой), которую можно назвать периокеанической, и терригенно-осадочной (периконтинентальной), наглядно выраженных на атлантической континентальной окраине (см. рис. 15), — характерная особенность геосинклинали, прослеживающейся от раннего докембрия до наших дней.

В древних формациях эти зоны устанавливаются в складчатых поясах, обнаженных в современном эрозионном срезе в ходе инверсии геосинклинальных прогибов, тогда как на пассивных континентальных окраинах по периферии Атлантического океана они погребены под толщами меловых и кайнозойских карбонатно-терригенных отложений и залегают в недислоцированном состоянии.

Характерное положение геосинклинальных прогибов в сочленениях континентов и океанических плит определяет общие закономерности их внутреннего строения, которые с давних времен были выявлены в учении о геосинклиналях. Они обусловлены тем,

что на деструкционной континентальной основе больше накапливаются карбонатно-терригенные толщи, а на океанической — осадочно-вулканогенные более основного состава. Эти фациальные зоны осадконакопления различаются также по составу глинистых отложений, которые в эвгеосинклинальных зонах богаче натрием и магнием, а в миогеосинклинальных имеют более калиевый состав.

Например, в каледонидах Скандинавии уже давно было отмечено различие в отношении $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ силурийских пелитов западных и восточных фаций, что характеризуется средними цифрами (массовая доля, %) — первая цифра относится к западным, вторая — к восточным фациям (по А. Миясиро): $\text{SiO}_2=61,37-62,49$; $\text{TiO}_2=0,71-0,90$; $\text{Al}_2\text{O}_3=16,41-19,57$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=2,44-1,87$; $\text{FeO}=5,97-5,29$; $\text{MnO}=0,12-0,18$; $\text{MgO}=4,55-2,10$; $\text{CaO}=3,17-1,25$; $\text{Na}_2\text{O}=2,47-1,65$; $\text{K}_2\text{O}=2,48-4,53$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,31-0,17$.

Обширный петрохимический материал имеется и по пелитовым породам Японии, где, как и в других регионах, разнообразие состава пелитов и их метаморфизованных разновидностей связывается с фациальными условиями седиментации. Особенно интересны приводимые А. Миясиро данные по слабометаморфизованным палеозойским пелитовым породам юго-запада о. Хонсю и о. Сикоку. Они распространены здесь как во внутренней складчатой зоне (со стороны Японского моря, южнее метаморфического пояса Хида), так и во внешней складчатой зоне (вдоль побережья со стороны океана, южнее метаморфического пояса Самбагава). Различие их химического состава характеризуется следующими цифрами (массовая доля, %) — первая цифра относится к внутренней зоне — среднее из 31 анализа; вторая цифра — к внешней зоне (океанической) — среднее из 12 анализов: $\text{SiO}_2=65,31-66,16$; $\text{TiO}_2=0,63-0,59$; $\text{Al}_2\text{O}_3=15,81-15,37$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,83-1,48$; $\text{FeO}=3,25-3,30$; $\text{MnO}=0,08-0,11$; $\text{MgO}=2,08-1,84$; $\text{CaO}=0,34-0,49$; $\text{Na}_2\text{O}=2,09-2,95$; $\text{K}_2\text{O}=3,84-3,28$; $\text{H}_2\text{O}=4,97-2,20$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,10-0,12$; $\text{CO}_2=0,76-0,67$. Как видно из приведенных цифр, пелитовые осадки внутренней складчатой зоны (со стороны континента) в среднем беднее натрием и богаче калием по сравнению с осадками внешней складчатой зоны (при большом сходстве состава в отношении других компонентов). Это различие коррелируется с более широким распространением во внешней зоне основных вулканитов и граувакк.

Разделение геосинклинальных систем на две фациальные зоны не является строгим, так как образование прогибов сопрягается с развитием рифтовых зон, в ряде случаев разбивающих континентальную основу на ряд перемежающихся блоков континентальной, океанической и субокеанической (утоненной в различной мере) коры. Таким образом, основанием структурно-фациальных зон геосинклиналей служат, с одной стороны, океаническая кора континентального подножия (в этом смысле они являются талласогео-

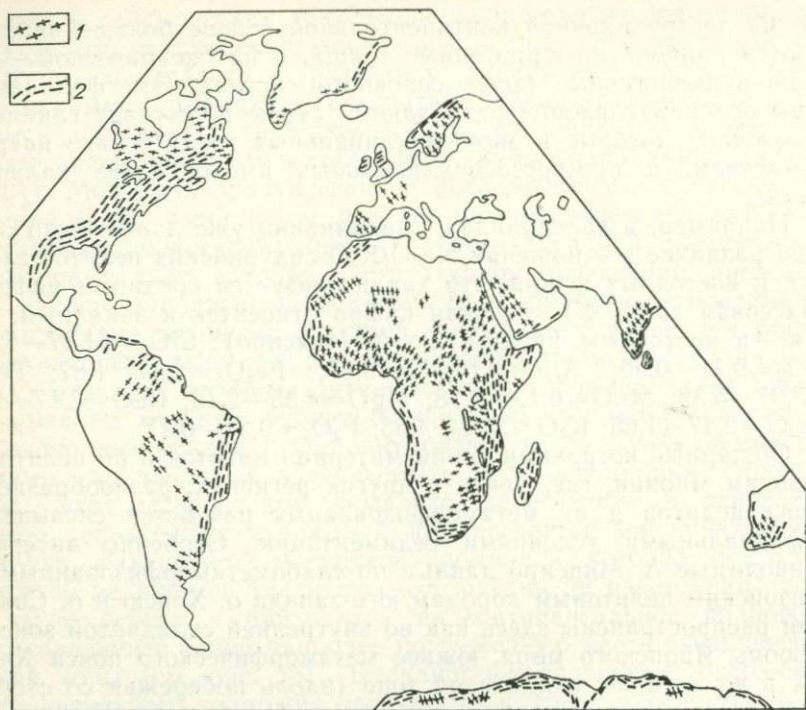


Рис. 48. Генеральные простираия докембрийских складчатых структур. По Е. А. Долгинову:

1 — внутриконтинентальных; 2 — окраинно-континентальных

синклиналиями, по Н. А. Богданову), с другой — разрушенные и погребенные континентальные складчатые комплексы, возраст которых неизвестен (вероятно, палеозойский и докембрийский). На прилегающих континентах развиты докембрийские метаморфические складчатые комплексы, которые называются окраинно-континентальными, по Е. А. Долгинову (рис. 48). Они моложе внутриконтинентальных складчатых комплексов, и генеральные простираия их складчатых структур в общих чертах обрисовывают контуры континентов, приводя к представлению о еще более молодых складчатых формациях, подвергшихся разрушению и погребенных под геосинклинальными отложениями, которые начиная с триаса накапливаются по периферии Атлантического океана. Магматизм, свойственный ранним этапам их эволюции и характерный для офиолитовых формаций, охватывал разрушающиеся окраины континентов, также подвергшихся растяжению в результате развития на них периконтинентального рифта. Эта связь подчеркивалась рядом авторов для Восточной Гренландии.

Магматические горные породы Восточной Гренландии занимают своеобразную в этом отношении структурную позицию вдоль пассивной континентальной окраины Атлантики. Внедрение системы даек и интрузий габбро в меловое время было обусловлено здесь краевой рифтовой зоной и образованием ковшеобразных прогибов, сформировавшихся в результате растяжения коры по периферии впадины Атлантического океана.

Глубоководные осадочно-вулканогенные формации на континентальной окраине Восточной Гренландии вскрыты эрозией в результате регионального поднятия, которое позволило обнаружить образование существовавшего здесь в прошлом рифта и сделало их доступными для непосредственного наблюдения (по К. Бруксу и Т. Нельсону). Они представлены океаническим комплексом пород, типичных для зоны развития глубинного хребта, — пикритами, базальтами, параллельными базальтовыми дайками и расчлененными габбровыми интрузивами, в том числе известной Скаергаарской интрузией. Комплекс щелочных пород, с которыми связано общее поднятие территории, образует систему поздних даек, лав щелочно-базальтовых и нефелиновых пород. Встречаются также интрузивы гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов.

Распространение вулканических и субвулканических пород вдоль пассивных континентальных окраин описано не только в Восточной Гренландии, но и на Гебридских островах и вдоль северо-восточного побережья Красного моря. В последнем регионе они объединяются в комплекс Тихама-Асир, детально описанный Р. Колменом в 1984 г., который привлек на его основе внимание к общей проблеме формирования офиолитов вдоль пассивных континентальных окраин (рис. 49). Красное море представляет характерную структуру растяжения земной коры. Геодинамическая специфика подобных структур выражается в распространении режима спрединга на обширную территорию (общая зона растяжения на рис. 49), охватывающая континентальные окраины, которые разрушаются и вдоль них формируются геосинклинальные прогибы, а также осевая зона растяжения. Море образовалось предположительно в результате растяжения континентальной коры. Оно представляет в настоящее время зону спрединга с океанической корой, разделяющую Африканскую и Аравийскую континентальные структуры. По данным Р. Д. Колмена, магматический комплекс Тихама-Асир расположен в узкой рифтовой зоне (4—6 км) северо-западного простирания, параллельной простиранию Красного моря, в которой древние докембрийские метаморфические породы перекрыты осадками фанерозоя, прорваны дайками, интрузивными телами габбро и перекрыты эффузивными породами.

Докембрийские метаморфические породы формации Сабла — наиболее древние в районе из всех выходящих на дневную поверхность. Ими сложен восточный фланг магматического комплекса

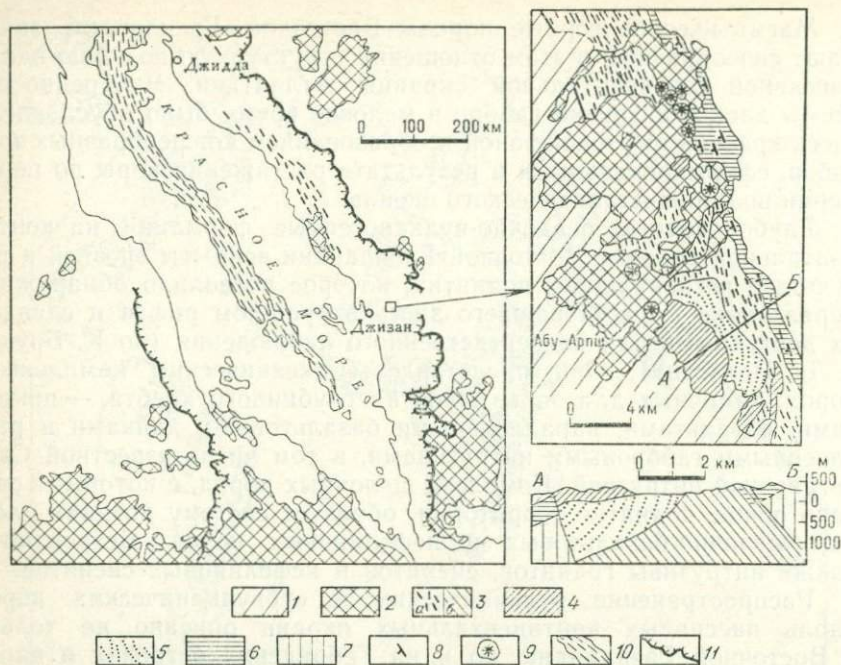


Рис. 49. Схема расположения структур Красного моря и геологическая карта (с разрезом) комплекса Тихама-Асир восточнее Джизана (территория обозначена стрелкой). По Р. Колмену:

1 — рыхлые отложения; 2 — вулканические породы Аль-Бирка (плиоцен и плейстоцен); 3 — 5 — комплекс Тихама-Асир (3 — диабазовые дайки и осадочно-вулканогенные породы группы Джизана (а — на картах, б — на разрезе), 4 — гранитоиды, 5 — расслоенные габбро); 6 — песчаники Ваджид (палеозой); 7 — докембрийские метаморфические породы формации Собла; 8 — элементы залегания осадочных пород; 9 — шлаковые конусы голоценовых вулканов; 10, 11 — осевая и общая зоны растяжения в геологической структуре Красного моря

Тихама-Асир. Эти породы, претерпевшие метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, смяты в складки главным образом меридионального простирания. Они несогласно перекрывают песчаниками кембро-ордовика формации Ваджид. Большая часть пород магматического комплекса представлена серией субпараллельных даек северо-западного простирания, параллельных осевому прогибу Красного моря и имеющих восточное падение в сторону эскарпа. На отдельных участках системы даек образуют зоны закалки, которые располагаются одна рядом с другой, что типично для офиолитовых комплексов, формирующихся в режиме спрединга земной коры.

Примером аналогичной структуры спредингового типа может служить морская впадина, отделяющая п-ов Лабрадор и о. Баффинова Земля от Гренландии (рис. 50). В ее центральной части

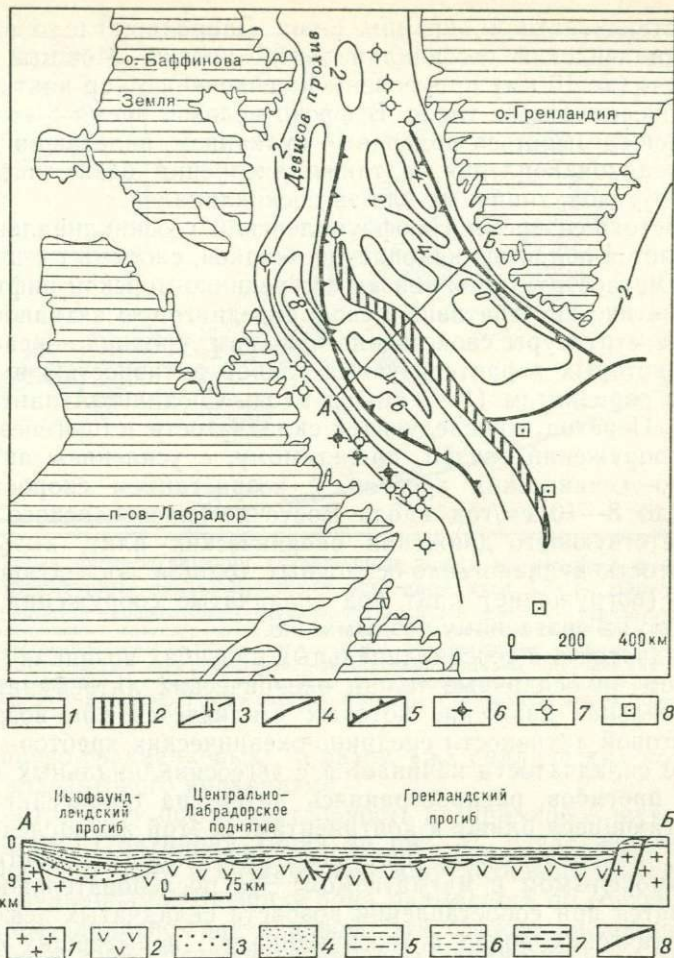


Рис. 50. Карта мощностей мезозойско-кайнозойского осадочного чехла моря Лабрадор:

1 — породы фундамента в обрамлении моря Лабрадор; 2 — осевой рифт с мощностью осадочного чехла до 8 км; 3 — изопахиты (линии равных мощностей в километрах) осадочных отложений; 4 — разломы; 5 — граница коры океанического и континентального типов; 6, 7 — скважины поискового (6) и структурного (7) бурения; 8 — сейсмические станции. Геолого-геофизический профиль АБ: 1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3—7 — отложения различного возраста (3 — мел-палеогеновые, 4 — эоценовые, 5 — олигоцен-миоценовые, 6 — плиоцен-четвертичные, 7 — нерасчлененные мел-миоценовые); 8 — разломы

расположена срединная рифтовая долина, активный вулканизм вдоль которой осуществлялся в юрское время (она заполнена осадками мощностью до 8 км). Изолиниями в плане и на геологическом разрезе через море Лабрадор показано в этой структуре общее распределение осадков, концентрирующихся вдоль пассив-

ной континентальной окраины п-ова Лабрадор, где образовался Ньюфаундлендский геосинклинальный прогиб. Мощные отложения в нем (до 10 км) приурочены к сочленению кор континентального и океанического типов. В юрско-меловое время с этой структурой мог связываться подводный вулканизм, вплетающийся в процессы осадконакопления, а также внедрения базит-гипербазитовых интрузивов, типичных для эвгеосинклиналией.

В настоящее время Ньюфаундлендский геосинклинальный прогиб является областью накопления осадков, сносимых с п-ова Лабрадор. Он геоструктурно связан со срединно-морской рифтовой зоной, практически утратившей свою спрединговую активность.

Такие структуры свойственны океанам, срединно-океанические хребты которых характеризуются слабой активностью и незначительным спредингом (1—3 см/год вдоль Срединно-Атлантического хребта). Переход к последующей складчатости и орогенезу складчатых сооружений связан, по-видимому, с усилением активности срединно-океанических хребтов, с возрастанием скорости спрединга (до 8—10 см/год вдоль Восточно-Тихоокеанского хребта) и соответствующего движения океанических плит, вызывающих складчатость вулканогенно-осадочных толщ и последующую субдукцию (погружение) плит под складчатые сооружения, способствующую их орогенному воздыманию.

Складчатость в геосинклинальных прогибах возникает под воздействием на осадочные толщи океанических литосферных плит, горизонтальное движение которых усиливается при возрастании спрединговой активности срединно-океанических хребтов. Поэтому развитие складчатости начинается с эвгеосинклинальных (океанических) прогибов, распространяясь затем на терригенные зоны, располагающиеся ближе к континентам. В этой же последовательности в них развиваются орогенные движения со свойственными им метаморфизмом и магматизмом. Эта последовательность прослеживается при сопоставлении возраста складчатых деформаций и магматических пород в геосинклиналях, испытавших складчатость и орогенез, которые обнажаются в современном эрозионном срезе в результате инверсии геосинклинальных прогибов.

В этих инверсионных структурах сохраняется первичное разделение геосинклиналией на зоны — внешнюю (периокеаническую) и внутреннюю (периконтинентальную). Складчатость и орогенная инверсия приводят к радикальному изменению характера магматизма геосинклинальных структур, в которых базит-гипербазитовый магматизм сменяется андезитовым вулканизмом и гранитным плутонизмом. Возраст самых ранних гранитных плутонов складчатой области используется для определения времени ее инверсии. По этому признаку можно сделать заключение, что инверсия внешних периокеанических геосинклинальных зон происходит раньше, чем внутренних (периконтинентальных), и ведет вначале к образованию симатических орогенных складчатых поясов (офиолито-

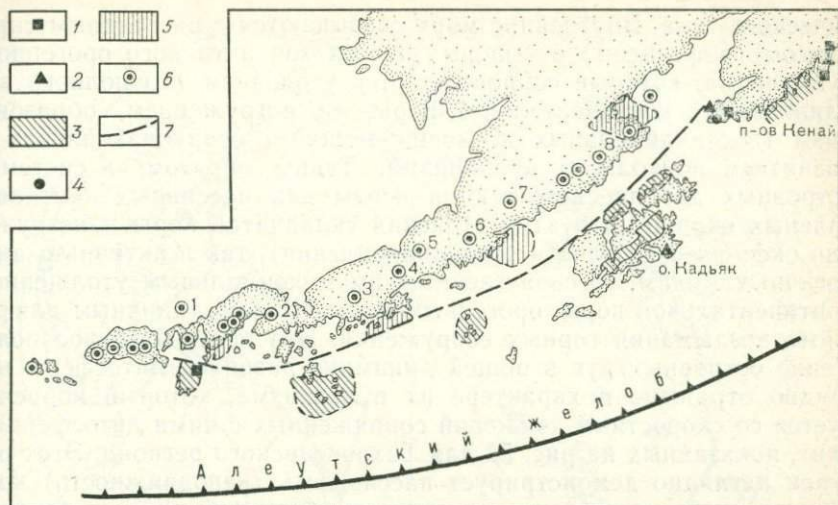


Рис. 51. Схема распространения изверженных пород во внешней и внутренней структурных зонах Алеутской островной дуги. По К. Барку.

Породы по внешней (прижелобной) сланцево-граувакковой зоне: 1 — перидотиты; 2 — габбро; 3 — палеогеновые плагииграниты; 4 — базальты недавно действовавшего вулкана. Образование внутренней зоны активного вулканизма: 5 — неогеновые граниты; 6 — действующие и недавно действовавшие базальтово-андезитовые вулканы (крупнейшие обозначены цифрами на чертеже: 1 — Амак, 2 — Павлова, 3 — Виняминова, 4 — Блэк-Пик, 5 — Аниокачак, 6 — Чичинагак, 7 — Пуолик, 8 — Катмай); 7 — граница между зонами

вых сланцево-граувакковых), а затем уже сиалических поясов активного андезитового вулканизма.

Рассмотрим эту последовательность на примере Алеутской островной дуги. Пунктирная линия на рис. 51 разделяет внешнюю (прижелобную) зону и внутреннюю зону активного базальт-андезитового вулканизма. Внешняя зона называется по составляющим ее породам сланцево-граувакковой. Эта сложно дислоцированная офиолитовая зона содержит интрузивы перидотитов (п-ов Кенай, острова Санак) и габбро, прорывается на островах Кадьяк, Семиди, Шумагина и других интрузивами (батолитами) гранитов палеогенового возраста (эоцен-олигоцен). Интрузивы внутренней зоны содержат гранитовые батолиты неогенового (миоцен-плиоценового) возраста (мыс Хуглас, бухты Уайд-Бей, Куонта, Бельковского и др.). История возникновения структуры Алеутской дуги, причлененной к раннеюрской зоне п-ова Аляска, связана с фазами орогенеза ранне- и позднепалеогенового времени с соответствующими внедрениями гранитов. С палеоценовым периодом деформаций ассоциирует образование впадины Берингова моря, что отражает начало деструкции сформированной складчатой коры, начиная с ее континентального обрамления, в результате которой активная континентальная окраина тихоокеанского типа начала вновь превращаться в пассивную континентальную окраину атлан-

тического типа. Внутренние моря связываются с рассеянным спредингом (рифтингом) в тыловых частях зон активного орогенного вулканизма, который сопровождается утонением (до полного выклинивания) континентальной коры, ее погружением, образованием геосинклинальных котловин мощного осадконакопления и развитием подводного вулканизма. Таким образом, в системах островных дуг прослеживаются черты как пассивных континентальных окраин (структур утонения складчатой коры и погружения океанического дна и осадконакопления), так и активных, аналогичных Андам, со свойственным им максимальным утолщением континентальной коры, орогенным магматизмом, типичным для режима воздымания горных сооружений. Это промежуточное положение островных дуг в общей динамике развития литосферы наглядно отражено в характере их вулканизма, который коррелируется со скоростями движений сопряженных с ними литосферных плит, показанных на рис. 52 для Тихоокеанского региона. Этот рисунок наглядно демонстрирует пассивность (неподвижность) континентальных массивов по сравнению с океаническими литосферными плитами, перемещающимися относительно них с высокими скоростями. Перемещение плит фиксируется также внутриплитным вулканизмом, возрастные вариации которого (омоложение вдоль Императорского и Гавайского вулканических хребтов) привели к известной концепции горячих точек, или пятен, отражающей связь вулканизма с подлитосферными флюидными струями, поднимающимися из ядра Земли и находящимися в неподвижном состоянии относительно движущихся над ними литосферных плит.

Перейдем к рассмотрению континентальных окраин. Геосинклинальное развитие их достигает кульминации в стадию орогенеза, в которую мощность складчатой континентальной коры приобретает максимальные значения в ходе дегазификации, сопровождающей развитие андезитов и более кислых пород в вулканической фации и гранитов (и мигматитов) в плутонической.

«Андезитовые» структуры отличаются большой мощностью коры, и с ними связаны очаги самых глубокофокусных землетрясений. Чем значительнее мощность коры, тем в большей мере базальтовый магматизм на островных дугах и активных континентальных окраинах вытесняется андезитовым (см. рис. 44). Максимально эта тенденция проявлена в Центральных Андах, где мощность коры достигает предельных значений (60—70 км) и базальтовый вулканизм практически полностью заместился андезитовым. Распространение андезитового вулканизма сопряжено с развитием гранитного магматизма в глубинных зонах и связано с радикальным преобразованием земной коры складчатых поясов, с усилением флюидного воздействия и широким развитием в глубинных зонах мигматизации и аллохимического метаморфизма, отражающих общую петрохимическую тенденцию дегазификации глубинных зон.

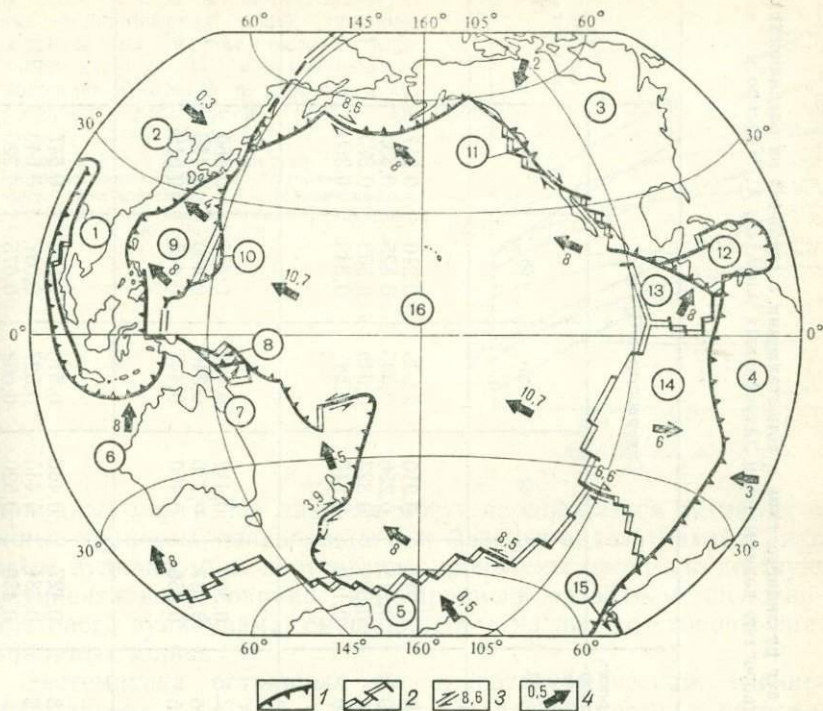


Рис. 52. Плиты Тихоокеанского региона, главные направления и скорости их движения (см/год). По В. Аддикотту:

1 — поверхности Заварицкого — Бенъофа (совпадают на выходе с глубоководными желобами); 2 — рифтовые зоны спрединга; 3 — разломы и скорости перемещения блоков вдоль них; 4 — направления и скорости движения плит. Цифры в кружках — плиты: 1 — Бирманская, 2 — Евразийская, 3 — Северо-Американская, 4 — Южно-Американская, 5 — Антарктическая, 6 — Австрало-Индийская, 7 — Соломонова, 8 — Бисмарка, 9 — Филиппинская, 10 — Марианская, 11 — Хуан-де-Фука, 12 — Карибская, 13 — Кокосовая, 14 — Наска, 15 — Скоша, 16 — Тихоокеанская

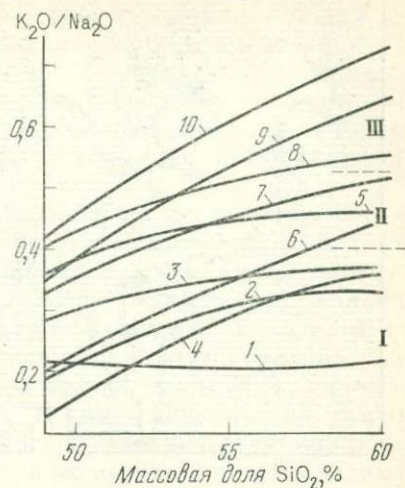
Континентальные окраины с максимально развитой складчатой корой можно выделить в особый андийский тип. Мощное орогенное воздымание их сопровождается эрозией складчатых сооружений, достигающей глубины 30—40 км в ходе кратонизации (создания на их основе щитов, кристаллических массивов и складчатого основания платформ). В этом случае они приключаются к континентальным массивам, неуклонное разрастание которых прослеживается с глубокого докембрия (см. рис. 45 и 46). Однако во многих случаях прогрессивное развитие континентальных окраин осложняется их деструкцией в связи с заложением новых геосинклинальных систем. Первым шагом на этом пути является образование островных дуг — фрагментов активных континентальных окраин с утоненной корой, отделенных от континентов впадинами

Отношение K_2O/Na_2O в вулканических породах островных дуг различного типа в сопоставлении с глубиной их океанических желобов, максимальной глубиной очагов землетрясений и скоростью конвергенции литосферных плит. По А. Миясиро и Ле Пишону

Номер на рис. 53	Дуга	Глубина, км		Скорость конвергенции плит, см/год	Содержание SiO_2 , %					Тип островных дуг
		желоба	очагов землетрясений		50	52	55	58	60	
1	Идзу-Бонинская	11	600	9	0,215	0,210	0,205	0,210	0,217	I
2	Тонга	11	700	9	0,215	0,256	0,305	0,325	0,330	
3	Курильская	10	600	8	0,300	0,323	0,345	0,360	0,370	
4	Японская	11	600	9	0,160	0,215	0,287	0,340	0,360	
5	Риукю	7	300	—	0,380	0,412	0,440	0,455	0,460	II
6	Алеутская	8	300	6	0,227	0,276	0,340	0,400	0,440	
7	Индонезийская	7	—	5	0,356	0,400	0,447	0,485	0,510	
8	Эгейская	4	200	3	0,427	0,466	0,510	0,535	0,547	III
9	Сицилийская	—	300	2	0,384	0,445	0,527	0,597	0,640	
10	Макуари	—	100	—	0,455	0,520	0,602	0,675	0,720	

Рис. 53. Петрохимические характеристики вулканических серий, типичные для различных геодинамических типов островных дуг (I—III) и намеченные по отношению K_2O/Na_2O в породах с содержанием кремнезема 60%. По А. Миясиро.

Названия дуг: 1 — Идзу-Бонинская, 2 — Тонга, 3 — Курило-Камчатская, 4 — Японская, 5 — Риукиу, 6 — Алеутская, 7 — Индонезийская, 8 — Эгейская, 9 — Сицилийская (Калабрия), 10 — Макуари



окраинных морей. На них еще могут продолжаться активные орогенные процессы, сопровождаемые базальт-андезитовым и андезитовым вулканизмом, и отчетливо проявлены процессы деструкции континентальных окраин, фиксируемые развитием щелочно-базальтового вулканизма, смещающегося на них со стороны впадин окраинных морей.

Систематика островных дуг в геодинамическом отношении представлена в табл. 7, а на рис. 53 дана совместно с петрохимической характеристикой связанных с ними вулканических пород.

Собственно андезитовый тип активных островных дуг (I) хорошо выражен в Японии, на п-ове Камчатка и отчасти на Курильских островах, к ним принадлежат такие дуги, как Идзу-Бонинская и Тонга. Базальтовый магматизм в них в значительной степени вытеснен андезитовым и более кислым магматизмом, причем все породы характеризуются относительно низким калиево-натриевым отношением. Промежуточный тип (II) представляет Алеутская дуга.

Дуги, утратившие свою активность (Эгейская, Сицилийская, Макуари, тип III), отличаются мелкофокусными землетрясениями и небольшой глубиной связанного с ними океанического желоба, который начинает превращаться в этих структурах в геосинклинальный прогиб, заполняемый осадками, как на пассивных континентальных окраинах. Базальтовый магматизм в этих структурах имеет сильный щелочной уклон, что характеризуется высоким калиево-натриевым отношением вулканических пород.

Таким образом, процесс развития литосферы на Земле является сложным и противоречивым, включающим в себя формирование складчатой коры континентального типа и ее разрушение, хотя в общем балансе с глубокого докембрия прослеживается раз-

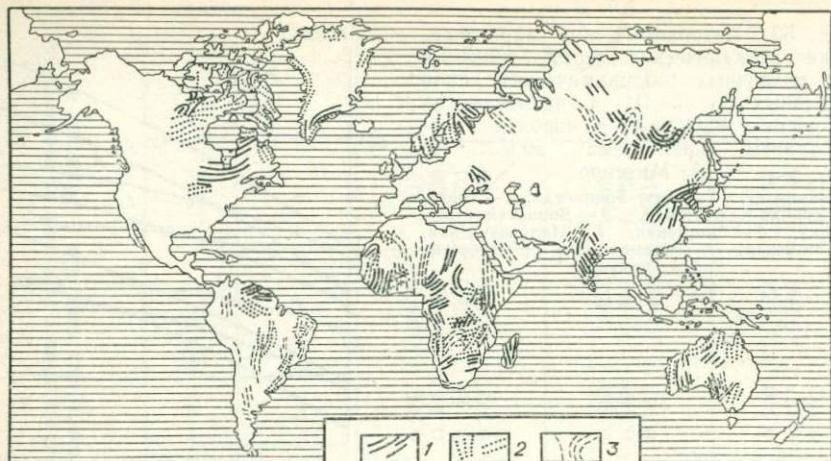


Рис. 54. Простираения складчатых структур докембрийских формаций на континентах. По В. Е. Ханну:

1 — архей, 2 — нижний протерозой, 3 — верхний протерозой

растание континентальной коры за счет океанических впадин (на всех континентах выделяются архейские ядра, обрастаемые все более молодыми складчатými формациями). Сводка данных по возрастам пород представлена в работе Б. Г. Лутца [15]. В основном континенты сложены докембрийскими формациями.

Фанерозойские складчатые пояса, эродированные на различную глубину в ходе орогенеза, вносят сравнительно небольшой вклад в строение материковых массивов, которые сложились в общих чертах еще в докембрии. Об этом можно судить по распространению вдоль окраин континентов глубоко эродированных краевых докембрийских большей частью гранулитовых формаций, простираения складчатых структур последних нередко подчеркивают современные очертания континентов (рис. 54). Обрамляющие их фанерозойские пояса, с которыми связывается распространение континентальной коры в последокембрийское время, отчасти разрушились при нередко дискордантном наложении на них (как и на докембрийском фундаменте) современных геосинклинальных прогибов. Это наглядно выражено на пассивных континентальных окраинах, например по периферии Атлантического океана, вдоль которой в глубоких прогибах с мезозоя на океанической коре на разрушенном складчатом палеозойском и докембрийском основаниях накапливаются мощные толщи осадков. Разрушения складчатой коры еще более наглядно выражены в вулканических депрессиях на континентах. С ними связывается образование трапповых (платобазальтовых) формаций и структур типа окраинных

морей (Филиппинского, Японского, Охотского, Беринга и др.) со свойственными им глубокими геосинклинальными котловинами и накоплением мощных толщ вулканогенных и осадочных пород. Подобные структуры разнообразны и составляют почти непрерывный ряд от формаций траппов, залегающих большей частью на утоненной континентальной коре, до структур впадин морей Филиппинского, Красного, Лабрадор и др.

Горные складчатые пояса, возникающие на месте эвгеосинклиналей, относятся к альпийскому типу. Устанавливается последовательное смещение их с течением времени, отражающее разрастание континентальных массивов за счет океанических впадин. В некоторых регионах устанавливается смещение в ходе этого процесса древних желобов, фиксирующих положение границы континентального и океанического типов земной коры. Так, начиная с раннего палеозоя и по настоящее время Американский континент разрастался за счет Тихоокеанской океанической впадины. Сейчас эвгеосинклинальный прогиб фиксируется глубоководным желобом, ограничивающим распространение очагов мелкофокусных землетрясений со стороны океана. Очаги землетрясений, судя по их пространственному распространению, непосредственно связаны с вулканизмом.

Эвгеосинклинальные прогибы, как и срединно-океанические хребты, характеризуются развитием мелкофокусных землетрясений, подводными излияниями базальтовых лав вдоль протяженных трещинных зон, внедрениями перидотитовых интрузий и метаморфизмом. Специфика вулканизма этих структур была выявлена Х. Куно в 1970 г., доказавшим сходство базальтов внешнего обрамления Японской островной дуги с базальтами океанических хребтов.

Это геосинклинальное разрастание континентальных массивов прослеживается с глубокого докембрия. Древнейшие складчатые метаморфические толщи составляют как бы ядра континентальных массивов. Однако разновозрастные докембрийские комплексы располагаются резко дискордантно относительно друг друга, что свидетельствует о заложении геосинклинальных систем с частичным разрушением более древних складчатых сооружений.

Во внутренних частях континентов докембрием сложены основания платформ и обширные территории сводовых поднятий. Обычно это слабо эродированные докембрийские метаморфические формации. Они обрамляются гранулитовыми комплексами, составляющими в докембрии активные окраины континентов и эродированными в настоящее время местами на очень большую глубину (до 40 км на Земле Эндерби в Антарктиде). Простирающиеся складчатости этих краевых докембрийских комплексов соответствует, в общем, современным очертаниям континентов, так что каждый из них сложился в результате автономного развития еще в докембрии. Эти соотношения приводят к теории континентальной аккре-

ции, предложенной Д. Дэна еще в прошлом веке, согласно которой континенты разрастаются за счет океанических бассейнов в результате геосинклинального процесса, включающего в себя накопление на окраинах континентов вулканогенно-осадочных толщ и их последовательную консолидацию в ходе орогенеза. Однако эта теория в настоящее время уже не может быть принята в ее первоначальном простом варианте совершенно необратимого разрастания континентальной коры за счет океанической, хотя имеется целый ряд ее приверженцев (Н. П. Васильковский, О. К. Леонтьев, В. И. Попов, П. Фурмарье). К настоящему времени накопилось достаточно фактов, свидетельствующих о том, что прогрессивное развитие континентов периодически сменяется их разрушением (деструкцией) вследствие возникновения континентального рифта, который в зонах сочленения континентов с океаническими плитами сочетается с геосинклинальным процессом накопления вулканогенно-осадочных толщ. Нередко наблюдается несогласное наложение молодых геосинклинальных систем на более древние складчатые сооружения, прослеживаются расколы континентальной коры с существенными раздвижениями ее фрагментов в стороны и образованием новой океанической коры. Сложность этого процесса усматривается уже в структурных взаимоотношениях выделенных выше двух типов докембрийских комплексов в их нередко дискордантном залегании, причем в более молодых метаморфических формациях содержатся крупные блоки более древних образований, характеризующихся иным планом тектонических деформаций. Эта дискордантность развития более молодых формаций по отношению к более древним еще нагляднее выражена во взаимоотношениях разновозрастных фанерозойских складчатых комплексов (палеозойских, мезозойских, кайнозойских), хотя и они, в общем, продолжают развитие континентальных массивов за счет океанических впадин, которое наметилось в докембрии.

Вообще, заложение новых геосинклиналей в системах континент — океан происходит всегда с наложением их (часто дискордантно) на сформированные ранее складчатые континентальные сооружения и сопровождается их погружением и разрушением вследствие накопления мощных осадочных отложений. Одновременно на прилегающей океанической коре накапливаются вулканогенно-осадочные толщи, которые могут сопровождаться внедрениями гипербазитов и образованием офиолитовой формации, которая характеризуется ассоциацией глубоководных осадков, подушечных базальтов и серпентинитов (офиолитов).

Несмотря на разнообразие и эффективность процессов разрушения континентальной складчатой коры, геосинклинальный процесс ее созидания в общем эволюционном развитии доминирует и с раннего докембрия до настоящего времени происходит увеличение объема складчатой гранитогнейсовой коры, последовательно вытесняющей океанические впадины. Это показано на рис. 55 для

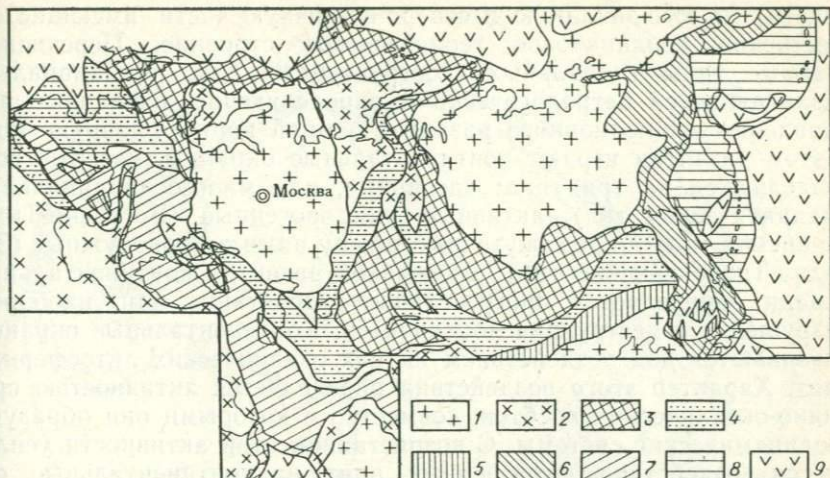


Рис. 55. Развитие континентальной коры Евразии:

1 — в архее и протерозое; 2 — в рифее; 3 — в девоне; 4 — в карбоне; 5 — в триасе; 6 — в мелу; 7 — в миоцене; 8 — в современный период; 9 — современная океаническая кора и ее аналоги

нашей страны и сопредельных территорий без учета сложности взаимоотношений разновозрастных складчатых комплексов. Из рисунка видно, что Европа и Азия развивались в докембрии независимо друг от друга, объединившись в единый материк Евразию на палеозойском этапе геологической истории.

Направленное развитие материковых структур от континентов в океаническую сторону можно усмотреть в Тихоокеанском подвижном поясе в асимметричном строении островных дуг (фрагментов континентальных окраин), на континентальной стороне которых развиты наиболее древние складчатые формации, и возраст их в общем уменьшается по направлению к океану. Это хорошо подтверждается по данным М. Исикавы на примере Японской островной дуги, в тыловой части которой проявился палеозойский орогенез Акиоиси, в центральной зоне — мезозойский орогенез Сакава, а внешняя (периокеаническая) часть охвачена современными горообразовательными движениями, осложняющимися воздействием на Японию смежных складчатых систем Курильской и Идзу-Бонинской островных дуг, занимающих секущее положение по отношению к японской складчатой структуре. Это направление тектонической активизации японских островов определяет также направленность ее современной сейсмичности. Например, с пересечением Японии Идзу-Бонинской структурой (геосинклиналью Нампо) связано образование крупного разлома и грабена Фосса-Магна, разделяющего о. Хонсю (главный остров Японского архи-

пелага) на юго-западную и северо-восточную части, имеющие существенно неодинаковое геологическое строение. Перечислим главные типы глобальных геоструктурных зон, принципиально различающиеся петрологически и определяющие различные направления эволюционного развития земной коры. Главную роль в этом развитии играют континентальные окраины, которые подразделяются на три типа: пассивные, или миогеосинклинальные (Атлантический тип), активные, или орогенные (Восточно-Тихоокеанский тип) и промежуточные между ними островодужные (Западно-Тихоокеанский тип). Динамикой развития континентальных окраин определяется прогрессивное разрастание или, наоборот, разрушение и деструкция континентов. Континентальные окраины развиваются под воздействием на них океанических литосферных плит. Характер этого воздействия определяется активностью срединно-океанических хребтов, совместно с которыми они образуют геодинамические системы. С возрастанием этой активности усиливается воздействие литосферных плит на континентальные окраины, что, как предполагается, служит причиной складчатости накапливающихся на них осадков и превращения пассивных континентальных окраин в активные.

На схеме строения Тихоокеанского региона (рис. 56) нашли отражение все типы геоструктурных зон развития земной коры. Восточно-Тихоокеанский хребет является как бы осью симметрии ложа Тихого океана, поскольку с удалением от него в обе стороны прослеживается увеличение возраста геологических базальтовых формаций океанического ложа. Это очень активная зона спрединга, входящая в геодинамическую систему с глубоководными желобами — прогибами океанического дна в сопряжениях континентальных и океанических литосферных плит, которые не компенсируются осадконакоплением. Глубоководные желоба ограничивают от океана активные континентальные окраины, находящиеся на орогенной стадии развития, подобные Андам, а также структуры типа островных дуг, представляющих собой фрагменты активных континентальных окраин с утоненной корой. В последних орогенное воздымание сочетается с разрушением, связанным с развитием в их тылу прогибов окраинных морей с глубокими геосинклинальными котловинами, заполняемыми вулканогенными и осадочными отложениями, на пути превращения активных окраин в пассивные окраины мощного геосинклинального осадконакопления. Пассивные окраины (см. рис. 56) отличаются от активных отсутствием глубоководных желобов, так как прогибы, свойственные сопряжениям кор континентального и океанического типа, компенсируются в них накоплением осадков, сносимых с континентов.

Активные континентальные окраины, образующие геодинамические системы со срединно-океаническими хребтами, характеризующимися высокими скоростями спрединга, отличаются от пассив-

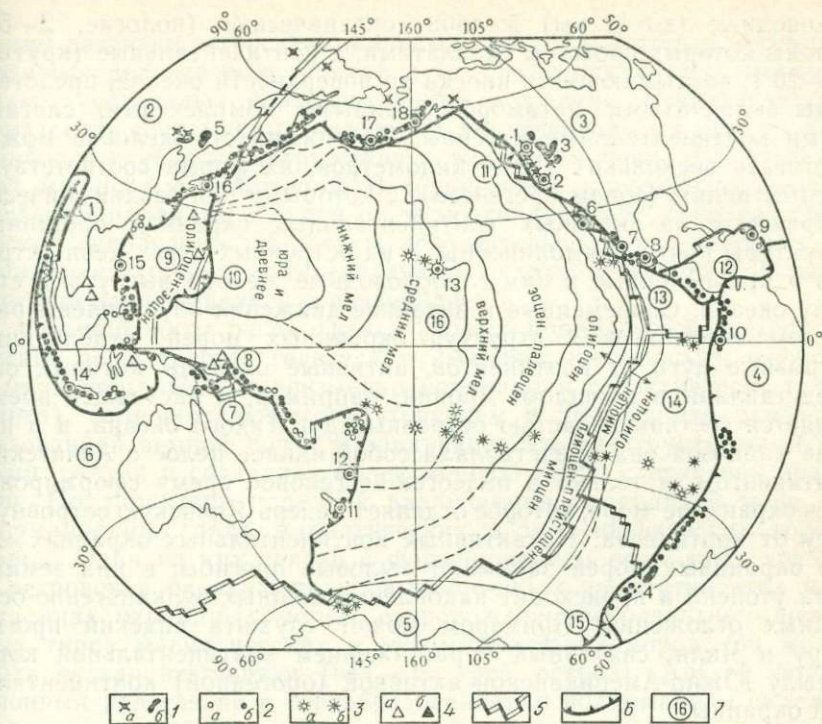


Рис. 56. Геотектоническая схема Тихоокеанского региона. Составлена с использованием работ В. Аддикотта и др.:

1 — вулканизм континентального обрамления Тихого океана (а — вулканы, б — площади развития базальтов); 2 — вулканы островных дуг и активных континентальных окраин (а — подводные, б — наземные); 3 — вулканы океанических островов (а — подводные, б — наземные); 4 — вулканы окраинных морей (а — подводные, б — наземные); 5 — срединно-океанические хребты; 6 — глубоководные желоба (зубцами показано направление наклона сейсмофокальной зоны); 7 — плиты (цифры в кружках): 1 — Бирманская, 2 — Азиатская, 3 — Северо-Американская, 4 — Южно-Американская, 5 — Антарктическая, 6 — Австрало-Индийская, 7 — Соломонова, 8 — Бисмарка, 9 — Филиппинская, 10 — Марьянская, 11 — Хуанде-Фука, 12 — Карибская, 13 — Кокос, 14 — Наска, 15 — Скоша, 16 — Тихоокеанская. Цифрами обозначены главнейшие вулканы (выделены двойными кружками) и площади распространения базальтов на континентах: 1 — Бейкер, 2 — Лассен-Пик, 3 — базальты Колумби, 4 — базальты Патагонии, 5 — монгольские базальты, 6 — Трес-Виргинес, 7 — Парикутин, 8 — Попокатебель, 9 — Мон-Пеле, 10 — Котопахи, 11 — Таравера, 12 — Кермадек, 13 — Мауна-Лоа, 14 — Кракатау, 15 — Тааль, 16 — Фудзияма, 17 — Богослов, 18 — Катмай

ных окраин рядом геоморфологических особенностей, отражающих их напряженное состояние. Со стороны океана они ограничиваются приокеаническими аркообразными валами шириной около 200 км, которые возвышаются над общим уровнем океанического дна на 200—400 м. Их форма обусловлена изгибом океанических плит, находящихся под давлением со стороны срединно-океанического хребта и частично погружающихся под континентальные массивы по системам сбросов. При этом в непосредственных сопряжениях континентальной и океанической плит образуются глу-

боководные (до 11 км) желоба, океанические (пологие, 2—5°) склоны которых сложены базальтами, а континентальные (крутые, 10—20°), воздымающиеся иногда до поверхности океана, представлены складчатыми метаморфизованными комплексами, слагающими континентальные массивы. Протяженность желобов может достигать нескольких тысяч километров, их форма соответствует горным цепям (зонам орогенеза), с которыми они геодинамически сопряжены: на активных континентальных окраинах орогенные структуры почти прямолинейны, а на островных дугах цепи островов и приуроченные к ним глубоководные желоба выгнуты в сторону океана. Современные и недавние движения обусловлены развитием срединных структур окраинных морей, отделяющих островные дуги от континентов, активные окраины которых они представляли в прошлом. Япония, например, в настоящее время является составной частью островных дуг Тихого океана, а в начале кайнозоя она представляла собой единое целое с Азиатским континентом, и только в палеоген-неогеновое время сформировалось окраинное море, которое отделяет теперь Японскую островную дугу от континента. На активных континентальных окраинах место окраинных морей занимают тыловые прогибы, в них земная кора утонена и происходит накопление мощных вулканогенно-осадочных отложений. Примером может служить андский прогиб Перу и Чили, связанный с растяжением континентальной коры в тылу Южно-Американской активной (орогенной) континентальной окраины.

С образования тыловых прогибов и окраинных морей начинается процесс превращения активных континентальных окраин в пассивные области мощного геосинклинального осадконакопления. Островные дуги являются фрагментами активных орогенных зон континентальных окраин, в которых прослеживается сочетание конструктивного (орогенного) постскладчатого развития континентальной коры (андезитовый и гранитный магматизм, сопровождаемый метаморфической дебазификацией пород) с деструкцией (разрушением и утонением) складчатой коры, сопровождаемой развитием базальтового и щелочно-базальтового магматизма. Островные дуги представляют собой, таким образом, наиболее устойчивые фрагменты складчатой сиалической коры на пути превращения активных континентальных окраин в пассивные, геосинклинальные прогибы. Остатки древних островных дуг сохраняются в некоторых молодых окраинных морях (например, Филиппинское море) и могут входить в состав эвгеосинклиналей, представляя в них поднятия с реликтовой сиалической складчатой корой. Островодужную природу имеют, по-видимому, выступы древнего фундамента в офиолитовых формациях прошлого, образовавшихся на океанической коре в геосинклинальных котловинах внутренних морей и на месте глубоководных желобов, отделявших островные дуги от океанической впадины. Обе эти структурные по-

зиции развития эвгеосинклинальных прогибов, которые могут разделяться реликтами островной дуги (эвгеосинклинальным поднятием), составляют континентальные подножия, представляющие в разрезах современных пассивных континентальных окраин зоны наиболее глубокого погружения океанической коры с максимальной мощностью отложений. В терригенных и переходных к ним геосинклиналях (в отличие от эвгеосинклиналей) древние сиалические складчатые комплексы действительно могут представлять фундамент (блоки континентального склона и шельфа), на котором они закладывались и развивались.

Формационное рассмотрение горных пород отражает геологические аспекты петрогенезиса и выявляет цикличность развития земной коры. Циклы неизменно начинаются с растяжения (спрединга), сопровождающегося утонением и деструкцией ранее образованной земной коры, и заканчиваются конструктивными фазами сжатия и созидания более мощной коры, слагающей поднятия. По характеру поднятий различаются по крайней мере два формационных ряда магматических и метаморфических горных пород. Один из них связан с формированием подводных хребтов и островов в океанах, трапповых прогибах на континентах и во впадинах окраинных морей, сопровождаемым развитием щелочных типов магматических и метаморфических пород. Он может быть назван незгенезом (нез — по греч. остров). Другой формационный ряд связан с горообразованием и воздыманием складчатой сиалической коры (орогенезом), сопровождаемым развитием андезитов, гранитных плутонов сланцево-гнейсово-гранитных комплексов как в ходе тектоно-магматической активизации на платформах, так и в результате общей инверсии геосинклинальных прогибов.

С переходом от инициального магматизма, развивающегося в режиме высокой спрединговой активности подвижных зон, к формациям щелочных и кислых пород, отвечающих режиму сжатия земной коры, в магматических очагах увеличивается флюидное давление, вследствие чего усиливается метаморфизующее воздействие флюидов на окружающие породы и развиваются процессы их магматического замещения. Магматические системы вообще являются флюидно-силикатными, а это определяет их главные особенности и принципиально отличает от «сухих» силикатных систем, в которых легкоплавкие составы наиболее полиминеральны. Поэтому среди горных пород широко распространены маломинеральные разновидности, близкие и моно- и биминеральным, — анортозиты, уртиты, дуниты, пироксениты и др., нередко завершающие развитие магматических серий. Громадную роль в петрогенезисе играет также взаимодействие магм с глубинным субстратом, в котором происходит развитие магматических очагов. Этим взаимодействием определяются главные тренды магматической эволюции, отклоняющиеся от автономного разви-

Вулканические породы различных геотектонических зон развития земной коры

Зоны растяжения и прогибания коры		Зоны сжатия и воздымания коры			
Без взаимодействия с субстратом		Ультрамафический субстрат		Сиалический складчатый субстрат	
Коматиты Бониниты Марианиты	Базальты	Оливиновые базальты и базаниты		Гиперстеновые базальты	
	Ферробазальты Ферроандезиты	Натровый ряд	Калиевый ряд	Натровый ряд	Калиевый ряд
	(Исландиты)	Гавайиты	Шошониты	Андезитобазальты	Латитобазальты
	Ферродациты	Муджиериты	Тристаниты	Андезиты	Латиты
	Ферротрахидациы	Бенморейты	Латиты	Дациты	Дациты
	Ферротрахиты	Трахиты	Трахиты	Риолиты	Риолиты
	Феррориолиты	Нефелиновые	Лейцитовые		
	Пантеллериты	тефриты	тефриты		
	Комендиты	Фоолиты	Лейцитифиры		
		Нефелиниты	Лейцититы		

тия магматизма. Последнее типично для геоструктур повышенной проницаемости земной коры, обеспечивающей быстрый подъем магм к поверхности, что исключает их взаимодействие с глубинным субстратом. Главные тренды отклонения магматизма от его автономного развития связаны с формированием магматических очагов и их разрастанием путем магматического замещения либо в ультраосновном мантийном и др. субстрате, либо в кислом коровом субстрате складчатых областей. Это приводит к образованию щелочных (натровых и калиевых) и кислых (андезитовых) серий магматических пород, существенно различающихся по трендам магматической эволюции, что для вулканических пород показано в табл. 8.

В ходе геосинклинального развития метаморфические преобразования пород приурочены в развитии подвижных поясов к стадиям сжатия и формирования поднятий, с которыми связывается образование магматических пород щелочного ряда и гранитов. Аналогично и метаморфические породы подразделяются на две формации: 1) доорогенную, обычно щелочного натрового уклона (спилиты, глаукофановые, жадеитэгириновые, рибекитовые и другие сланцы) и 2) связанную со становлением гранитных плутонов в орогенную стадию развития подвижных зон (мигматиты, гнейсы, сланцы), представляющую высшую степень эволюции земной коры, формирующейся в ходе разрастания континентальных массивов за счет океанических впадин. Направленность этого развития фиксируется парными метаморфическими поясами, возникающими в обрамлении Тихого океана в докембрийскую, палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эпохи и последовательно сдвигающимися с течением геологического времени в стороны от континентальных массивов. В каждой приблизительно разновозрастной паре поясов внешний (океанический) пояс представляет низшую ступень формационного развития (сложен в основном щелочными метаморфическими породами) по сравнению с тыловым поясом (мигматитово-гнейсовым, в большей мере интродуцированным гранитами). Отчасти это объясняется разным исходным составом поясов, представляющих различные фациальные зоны геосинклинальных прогибов: во внутренней зоне, ближе расположенной к континентальной области сноса терригенного материала, значительно больше, чем во внешней (офиолитовой) зоне, распространены богатые калием глинистые отложения, способствующие развитию мигматитов, гнейсов и других пород, сопровождающих становление гранитных плутонов в складчатых поясах. Это влияние состава геосинклинальных разрезов на развитие в них метаморфических пород различной формационной принадлежности отражено в табл. 9.

В соответствии с главными типами геосинклинальных комплексов (они обозначены буквами А—Г, см. табл. 9) намечаются четыре группы метаморфических формаций. Формации офиоли-

Типы геосинклинальных комплексов (А — Г) и фации, возникающие на различных стадиях метаморфизма (I, II, III)

Стадия метаморфизма	Тип геосинклинальных комплексов			
Ранняя (догранитная) I	Дунит-гарцбургитовые гипербазиты, базальты, яшмы, кремнисто-глинистые породы и граувакки (А)	Дунит-верлитовые гипербазиты, базальты, щелочные базальты или андезитобазальты и песчано-глинистые отложения (Б)	Терригенно-вулканогенные (В)	Терригенные и карбонатно-терригенные (Г)
	Спилиты и альбит-хлоритовые сланцы, глаукофановые сланцы, гранатовые амфиболиты (I А)	Спилиты и альбит-хлоритовые сланцы, глаукофановые сланцы, гранатовые амфиболиты (I Б)	Зеленые сланцы, гранатовые амфиболиты, мусковитовые и парагонитовые сланцы (I В)	Мусковитовые и парагонитовые сланцы (I Г)
Плагиигранитная II	Наложённые плагиигнейсы и плагииграниты, биотитовые сланцы (II А)	Наложённые плагиигнейсы и плагииграниты, биотитовые сланцы (II Б)	Плагииомгматиты, плагиигнейсы, в том числе гиперстеновые (эндербиты) (II В)	Ранние локально проявленные плагиигнейсы (II Г)
Грапитная III	—	—	Гнейсы и мигматиты (III В)	Мигматиты и калиевые гнейсы, в том числе гиперстеновые (чарнокиты) (III Г)

товых поясов (группа А) образуются на основе наиболее океанических эвгеосинклинальных отложений.

В геосинклинальных прогибах они занимают внешние (океанические) фашиально структурные зоны. К подобным структурам могут быть приурочены также глинисто-граувакковые отложения (например, сланцево-граувакковая, или аспидная формация, по В. Е. Хайну). Типичным представителем этой формации является Францисканская зона Калифорнии.

Формации группы В сходны с формациями группы А (наличие гипербазитов, существенно вулканогенный состав исходных отложений, натриевый характер начального метаморфизма и др.), но отличаются по структурному положению (развиваются, по-видимому, на сиалической основе) и петрологическим особенностям. Показательно различие формаций по составу гипербазитов: в формации группы В гипербазиты представлены не дунит-гарцбургитовым (собственно офиолитовым) типом, как в группе А, а дунит-верлитовым (дунит-клинопироксенитовым). Обычно они не хромитоносны, слабо серпентинизированы и более четко обособлены от вмещающих пород. В них встречаются нодулы эклогитов глубинного происхождения. Типичный представитель метаморфических формаций этого типа (I В) — пояс Самбава в Японии мезозойского возраста.

Для формаций типов А и В свойственно развитие глаукофановой и другой натривой минерализации, специфической для метаморфизма гипербазитовых поясов, в которых гипербазиты развиваются в ассоциации с основными вулканическими породами. С исчезновением гипербазитов, в связи с переходом от офиолитовых к терригенно-вулканогенным поясам (В, см. табл. 9), изменяется и характер метаморфизма. Он в этих структурах прослеживается в зеленокаменном перерождении вулканических пород, достигая местами амфиболитовой фации.

Вулканогенные ряды формаций составляют самые внешние метаморфические пояса и смещаются в ходе развития в направлении от континента в сторону океана. В каждой возрастной группе они сопряжены с более внутренними зонами геосинклинальных систем, которым свойственны формации группы Г. Разрезы этих структур характеризуются большей пропорцией глинистых и песчано-глинистых отложений (флишоидные формации), наличием карбонатных осадков и ограниченным проявлением вулканических образований базальт-андезитового типа, которые могут отсутствовать. Они закладываются преимущественно на сиалическом складчатом основании. Их метаморфизм тесно связан со становлением плагиогранитов или гранитов нормального ряда. Примером может служить срединная метаморфическая зона на п-ове Камчатка, приуроченная к крупному антиклинорию, по-видимому, мезозойского возраста. В осевой части антиклинория выделяются купольные структуры, сложенные высокотемпературными гнейсами и миг-

матитами, с удалением от которых степень метаморфизма снижается до уровня слюдяных сланцев и филлитов.

Метаморфические формации, генетически связанные с терригенными и карбонатно-терригенными отложениями, обнажаются на щитах и кристаллических массивах континентального обрамления Тихоокеанского пояса. Примером служит Ханкайский массив в Приморье, где широко развиты карбонатно-терригенные отложения докембрия.

Эволюция метаморфизма в последовательности I—II—III приводит к образованию полиметаморфических комплексов и может иметь регрессивный или прогрессивный характер. Регрессивное развитие метаморфизма обычно проявляется на древних щитах и кристаллических массивах, представляющих примеры очень глубокой эрозии метаморфических комплексов. Глубинный метаморфизм в этих структурах достигал гранулитовой фации. Последующий метаморфизм, связанный с гранитизацией и мигматизацией, имеет в этих структурах регрессивный аллохимический характер. В ходе его развития продукты раннего гранулитового метаморфизма (гранат-двупироксен-плагноклазовые, гранат-кордиерит-гиперстеновые и другие гнейсы и сланцы) замещаются более низкотемпературными породами, содержащими роговую обманку и биотит (гнейсами, мигматитами и др.). При этом зерна многих минералов в породах приобретают зональное строение. Особенно характерна зональность зерен граната, выражающаяся в обеднении его магнием и обогащении железом по направлению от центра к краям и вдоль трещин. Она связывается с перераспределением компонентов между минералами, обусловленным падением температуры, а также выносом из пород кальция, магния, железа (дебазификация), причем магния в большей мере, чем железа. В широких полях гранитизированных гнейсов, мигматитов и гранитов, повторно метаморфизованных пород нередко сохраняются останцы и блоки гранулитовых комплексов, относящихся к более ранним этапам метаморфизма.

С переходом от древнейших докембрийских гранулитовых комплексов к фанерозойским формациям, метаморфизованным в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, регрессивность наложенного метаморфизма, связанного со становлением гранитов в складчатых поясах, редуцируется и наложенный метаморфизм постепенно приобретает прогрессивный характер. Ярким примером развития рассматриваемых процессов могут служить гранито-гнейсовые купола складчатых поясов, сложенных породами умеренных и низких ступеней метаморфизма.

Метаморфизм связан с поступлением из глубин флюидов и подъемом температуры выше задаваемой нормальным геотермическим градиентом (термикой Земли). В этом отношении метаморфизм представляет собой аномальное явление как и магматизм. Отклонение от фоновой температуры («аномальность» мета-

морфизма) нарастает с переходом от раннего щелочного метаморфизма к последующему метаморфизму орогенной стадии, связанному с развитием гранитного магматизма. Ранний метаморфизм в низкотемпературных зонах его проявления сравнительно мало отличается по температурному режиму от литогенеза, происходящего в геосинклиналиную стадию накопления отложений и погружения их на глубину, хотя он уже сопровождается деформацией геосинклиналильных отложений (складчатостью и др.). Последующий же метаморфизм стадии орогенного воздымания складчатых поясов происходит в режиме сильного разогрева ювенильных метаморфизирующих флюидов и интенсивного подъема геозотерм. Это усиление теплового флюидного потока определяется окислением флюидов, в результате метаморфизм приобретает высокотемпературный характер, сопровождаясь становлением гранитов и во все большей степени отклоняясь от режима нормального геотермического градиента. Еще значительнее это отклонение проявляется в случае контактового метаморфизма, обусловленного внедрением высокотемпературных магматических масс и оказывающего на вмещающие породы интенсивное флюидное воздействие.

Изучение эвгеосинклиналиного магматизма привело в последние годы к выявлению корреляций между составом вулканических пород и характером пространственно связанных с ними интрузивных образований, представленных расслоенными базит-гипербазитовыми массивами. Они геологически приурочены к основаниям геосинклиналиных разрезов, формирующихся в сопряжениях континентальных и океанических структур (см. рис. 15) в стадию их глубокого (максимального) прогибания и спрединга в связи с развитием перикокеанического и периконтинентального рифта. Интрузии внедряются в них в ходе накопления геосинклиналильных отложений и образуют в них силлы и лополиты. Подвергаясь затем базит-гипербазитовому расслоению, они служат магматическими очагами, питающими через системы параллельных трещин растяжения глубоководные извержения шаровых базальтовых лав, накапливающихся совместно с осадками (яшмами, аргиллизитами и др.). Интрузивы, первоначально имевшие пикритовый состав, в результате базит-гипербазитового расслоения и частичного извержения базитовых расплавов истощаются, приобретая все более гипербазитовый состав. В ходе их консолидации (от подошвы к кровле) спрединговые дислокации, по которым происходило их внедрение, «запечатываются» сверху, ограничиваясь затем только подстилающими породами и подошвенной частью массивов. Последние подвергаются максимальному дроблению и метаморфическим преобразованиям под воздействием восходящего потока флюидов (обычно щелочного натрового характера). В результате возникает своеобразный «подошвенный» комплекс метаморфических пород — раздробленных (меланжиро-

ванных) серпентинитов, горнблендитов, амфиболитов (с гранатом и без него), эпидотовых амфиболитов, глаукофановых и хлоритовых сланцев, спилитов, порфиритоидов и др. Последующая складчатость, шарьяжи, надвиги и другие деформации значительно усложняют первичные залегания пород, однако не настолько, чтобы нарушить общие закономерности возрастных взаимоотношений и строения офиолитовых поясов, отражающие разрастание континентальных массивов за счет океанических впадин и наличие в эвгеосинклиналих фашиально структурных зон в связи с развитием геосинклинальных прогибов в сопряжениях континентальных и океанических литосферных плит.

Тектоническое положение офиолитовых формаций наглядно прослеживается на островных дугах, обычно имеющих асимметричное строение, более древние складчатые формации обнажаются на их континентальных окраинах, тогда как по направлению к океану возраст их складчатых формаций понижается, что подтверждает общее геосинклинальное разрастание континентальных массивов за счет океанических впадин. Эта закономерность прослеживается и в размещении офиолитовых формаций на островных дугах и континентальных окраинах, возраст которых обычно понижается в направлении от континентов к океану. Офиолитовые формации нередко представлены взаимно параллельными парными поясами. Они различаются по составу базит-гипербазитовых комплексов и вулканических пород, входящих в ассоциацию с ними. В таких поясах более океаническое положение занимают офиолитовые комплексы дунит-гарцбургитового (хромитоносного) типа, входящие в ассоциацию с крайне бедными калием базальтами нормальной щелочности (близкими по составу к базальтам срединно-океанических хребтов). Параллельно им в таких структурах ближе к континентам развиваются базит-гипербазитовые комплексы дунит-клинопироксенового или дунит-верлитового типа в ассоциации с базальтами повышенной щелочности, значительно более богатыми калием. Возрастное смещение подобных парных поясов наглядно выражено, например, в Новой Зеландии, в которой, как и вообще в Тихоокеанском континентальном обрамлении, прослеживается последовательное смещение геосинклинального режима от континента в сторону океана. Это смещение фиксируется в расположении пермских и меловых вулканических поясов (рис. 57), а в пределах каждой возрастной группы внешние океанические зоны представлены толеит-базальтовыми ассоциациями, залегающими совместно с глубоководными осадками, спилитами, граувакками и хромитоносными интрузивами дунит-гарцбургитового состава, а внутренние, со стороны континента, — ассоциациями базальтов повышенной щелочности, более богатых калием, и массивами дунит (оливинит)-верлит-клинопироксенового состава с сульфидным и титаномагнетитовым оруденением. Смена дунит-гарцбургитовой (хромитоносной) ассоциации дунит (оливинит)-

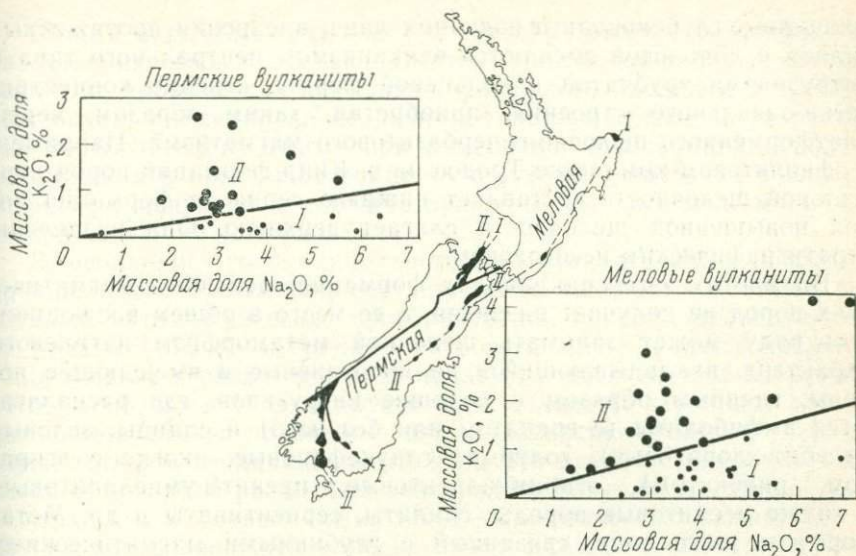


Рис. 57. Вулканические офиолитовые пояса Новой Зеландии пермского и мелового возраста и характеристики составляющих их основных вулканических и субвулканических пород по содержанию щелочей. По Г. Чаллис:

I, II — офиолитовые формации: *I* — нормальной щелочности — толеитовые базальты, спилиты, дунит-гарцбургитовые хромитосодержащие интрузивы (офиолитовый альпийский комплекс); *II* — повышенной щелочности — лейкократовые и щелочные базальты и оливин-верлит-клинопироксенитовые интрузивы с титаномagnetитовым оруденением

верлитовой (клинопироксенитовой) с платиновой, медно-никелевой, титаномagnetитовой минерализацией коррелируется не только с изменением состава вулканических пород, но и с эволюцией осадконакопления, приобретающего при этом переход более мелководный характер.

В рассмотренном примере геоструктурного развития Новой Зеландии, представляющей окраину Австралийского континента (до отделения ее в виде островной дуги впадиной окраинного моря), формация нормальной щелочности (дунит-гарцбургитовые хромитосодержащие интрузивы и базальты) занимает внешнее (более океаническое) положение, а формация повышенной щелочности (оливинит-клинопироксенитовые интрузивы, умеренно-щелочные и щелочные базальты) — внутренние зоны. При последовательном развитии формаций ассоциация пород нормальной щелочности предшествует щелочной, приурочена к началу магматических циклов и связана с максимальным прогибанием океанического дна и утонением земной коры, обусловленными сильной спрединговой активностью. Породы повышенной щелочности завершают магматические циклы, что взаимосвязано с поднятиями морского дна и утолщением земной коры в результате относительного сжатия подвижных зон. В ходе формационной эволюции магматизма

трещинные глубоководные излияния лав и внедрения протяженных силлов и лополитов сменяются вулканизмом центрального типа и интрузивами трубчатой и кольцевой формы, нередко концентрически-зонального строения, приобретаая, таким образом, черты платформенного щелочно-гипербазитового магматизма. Например, в офиолитовом комплексе Тродос на о. Кипр формация пород нормальной щелочности составляет нижнюю серию, а формация пород повышенной щелочности слагает верхнюю. Они разделены стратиграфическим несогласием.

Во многих эвгеосинклиналях формация щелочных магматических пород не получает развития, а ее место в общем эволюционном ряду может занимать щелочной метаморфизм натриевого характера, накладывающийся на интрузивные и вмещающие породы, главным образом в подошве интрузивов, где располагаются амфиболиты (с гранатом или без него) и сланцы: зеленые (альбит-хлоритовые), голубые (глаукофановые, иногда с эгирином, рибекитом), эгирин-жадеитовые, пренит-пумпеллитовые, а также цеолитовые породы, спилиты, серпентиниты и др. Метаморфизм этого типа, связанный с глубинными магматическими очагами и отражающий формирование в них щелочной обстановки, происходит под воздействием на породы восходящих флюидных потоков, имеющих трансмагматическую природу (фильтрующихся через щелочные расплавы в глубинных очагах). В этом аспекте как магматические, так и метаморфические щелочные проявления в эвгеосинклиналях составляют, по существу, единый формационный ряд. Метаморфизм этого типа, накладывающийся на породы нормальной щелочности, как и щелочной магматизм, отражает режим сжатия и развития дислокаций в эвгеосинклинальных прогибах. Он сопровождается разуплотнением глубинных зон (возрастанием мощности коры), формированием блоковых и сводовых поднятий. В геодинамическом отношении все эти процессы, сопровождающие развитие формаций щелочных пород (магматические и метаморфические), сходны с орогенезом, но в отличие от него происходят в доскладчатую (собственно геосинклинальную) стадию эволюции эвгеосинклиналей. Они ведут к образованию в геосинклинальных прогибах подводных гор и островов и по аналогии с орогенезом были названы незгенезом. Орогенез объясняется радикальной инверсией геосинклинальных систем и воздыманием вновь возникших сиалических складчатых сооружений, при взаимодействии с которыми развивается коровый магматизм (андезитовый вулканизм и гранитный плутонизм). В отличие от него незгенез (образование подводных гор и цепей островов) отражает доскладчатую инверсию значительно более локального характера, в ходе которой формируются сводовые и блоковые поднятия земной коры, хотя и утолщенной, но сохранившей основные черты коры океанического типа. Магматизм при этом приобретает щелочной уклон.

Общим в режиме островных и горообразовательных поднятий является их связь с этапами сжатия земной коры. В эти этапы, вероятно, происходило повышение флюидного давления в глубинных зонах, стимулирующее развитие метаморфизма и разрастание магматических очагов при замещении вмещающих пород — сиалических в орогенных областях и ультрамафических в случае островных поднятий с соответствующими им трендами магматической эволюции (см. рис. 8).

В эволюции геосинклинального режима островные поднятия предшествуют орогенным, соответственно связанные с этими режимами метаморфические преобразования пород подразделяются на ранние (обычно щелочного натрового типа) и более поздние, сопряженные с развитием в складчатых поясах гнейсов и гранитного магматизма. И те и другие обуславливают глубинное разуплотнение вещества подвижных зон и увеличение мощности земной коры, хотя и в неодинаковой степени. Это разуплотнение является главной причиной развития в геосинклинальных областях как островных, так и горных поднятий. Геодинамический режим тех и других противоположен спрединговому режиму образования прогибов, сопровождающихся утонением, погружением и разрушением земной коры в ходе становления офиолитовых формаций нормальной щелочности и массовых излияний базальтов в условиях глубокого прогибания морского дна.

В этой эволюции флюидно-магматическое взаимодействие усиливается с переходом условий растяжения коры и высокой флюидной проницаемости, свойственных спрединговому структурам, к режиму сжатия и формированию поднятий как островного, так и орогенного типа, магматизм которых приобретает все более калиевый характер по мере созревания этих структур, о чем свидетельствует увеличение под ними мощности земной коры. Причинами этого служат повышение давления флюидов в магматических очагах (это проявляется, в частности, в возрастании коэффициентов эксплозивности вулканических извержений) и снижение скорости фильтрации флюидов через магматические расплавы, что способствует более полному флюидно-магматическому обмену компонентов. На примере Новой Зеландии уже отмечалось (см. рис. 57) повышение калий-натрового отношения в базальтах с переходом от спрединговых структур утонения земной коры и развития толент-базальтового магматизма к щелочно-базальтовым формациям островных поднятий, формирование которых сопровождается существенным утолщением земной коры. Можно добавить, что эта специфика петрохимической эволюции магматических пород (повышение в них величины K/Na) относится и к базитовым комплексам, которые образуют с базальтами вулканоплутонические ассоциации: дунит-гарцбургитовые интрузивы, входящие в комплексы с толентовыми базальтами, отличаются значительно более натриевым характером от дунит-верлит-клино-

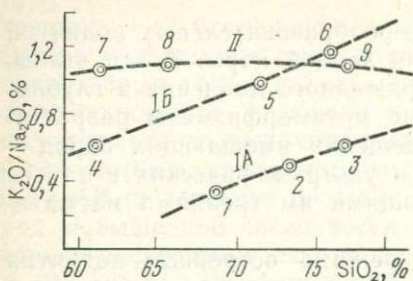


Рис. 58. Серии вулканических пород (IА, IБ, II), различающихся по соотношению содержания щелочных металлов в зависимости от кремнекислотности (сумма щелочей не превышает 8,5 %, цифры даны по табл. 10)

пироксенитовых интрузивов (в комплексах со щелочными базальтами), калиевый уклон которых проявляется в образовании габбро-сиенитовых (монцонитовых) фаций пород в апикальных частях их расслоенных интрузивов.

Радикальное преобразование глубинных (плутонических) зон складчатых поясов, происходящее на орогенной стадии в связи с развитием гранитного магматизма и сопряженного с ним интенсивного метаморфизма, сопровождается закономерной эволюцией магматизма также в вулканической фации. Базальтовый магматизм, свойственный вулканической фации, сменяется при этом андезитовым вулканизмом. Он, так же как и гранитный плутонизм, эволюционирует по мере «созревания» геоструктурных зон, в ходе которого увеличивается мощность земной коры под складчатыми поясами, а магматические серии переходят на более высокий уровень своего развития, приобретая калиевый характер.

Автор совместно с Е. Б. Яковлевой подразделяет (рис. 58 и табл. 10) средние и кислые вулканические породы на геосинклинальные (IА), раннеорогенные (IБ) и позднеорогенные (II).

В геосинклинальных формациях железистые кислые породы нормальной щелочности составляют по объему не более 2 % и представлены субвулканическими образованиями — силлоподобными телами или дайками, расслоенными и пространственно тесно связанными с базальтами начальных излияний. Породам свойственно низкое содержание вкрапленников плагиоклаза, основная же масса состоит из лейст плагиоклаза, расположенных так, как это характерно для интерсертальной структуры. Промежутки между лейстами плагиоклаза выполнены тонким гранофировым срастанием кварца и калиево-натриевого полевого шпата.

Дациты и риолиты нормальной железистости и щелочности преобладают над остальными породами, они совместно с андезитами представляют типичные продукты вулканизма складчатых поясов на островных дугах и на активных окраинах континентов. Мощность сиалической коры во многом определяет специфику связанного с ними кислого вулканизма. Интересные корреляции состава риолитов и дацитов в зависимости от мощности сиалической коры были прослежены в вулканиках Курильских островов и

Химический состав вулканических пород геосинклинальной (1—3), раннеорогенной (4—6) и позднеорогенной (7—9) стадий развития складчатых поясов (числа атомов металлов в расчете на 50 атомов кислорода)

№ п/п	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al	Ti	Si	P
1	0,531	2,725	0,166	0,947	0,017	1,079	0,232	4,550	0,066	19,429	—
2	0,748	2,342	0,146	0,244	—	0,260	0,455	4,683	0,033	20,016	—
3	0,936	2,325	0,065	0,178	—	0,355	0,097	4,584	0,048	20,287	0,032
4	1,025	2,493	1,452	0,906	0,034	0,684	0,649	5,571	0,120	17,755	0,034
5	1,348	2,006	0,641	0,181	—	0,148	0,329	4,801	0,066	19,763	—
6	1,264	2,432	0,211	0,081	—	0,081	0,097	4,245	—	20,593	0,032
7	1,379	2,068	1,517	1,172	—	0,931	0,552	5,585	0,172	17,511	0,034
8	1,642	2,112	0,587	0,352	0,034	0,704	0,201	5,533	0,084	18,796	0,034
9	1,159	1,610	0,032	0,241	—	0,177	0,225	3,764	0,016	21,075	—

п-ова Камчатка, где, по геофизическим данным, различаются следующие типы земной коры: субвулканическая (мощность 5—10 км), субконтинентальная тонкая (10—15 км), субконтинентальная толстая (15—20 км), континентальная тонкая (20—25 км) и толстая (30—35 км). Состав риолитов и дацитов обнаруживает отчетливую зависимость от типа коры (табл. 11). Величина K_2O/Na_2O в соответствующих кислых породах закономерно растет по мере увеличения мощности сиалической земной коры. Например, для дацитов она изменяется от 0,20 (субокеаническая кора) до 0,63 (континентальная кора).

Породы группы *IA* (натриевые) объединяют геосинклинальные образования преимущественно контрастных базальт-риолитовых и базальт-дацитовых ассоциаций, сформированных в морских условиях. Группа *IB* (калиево-натриевые породы) характеризует раннеорогенные этапы геосинклинального развития земной коры. К ней относятся вулканы, сформированные большей частью в наземных условиях. Породы серии *II*, свойственные позднеорогенным этапам геосинклинального развития, представлены громадными объемами извергнутого материала или связаны с особыми структурами активизации платформенных участков коры.

Вулканические породы групп *IA* и *IB* могут быть порфировыми и афировыми. Наиболее распространенными афировыми разновидностями являются вулканические стекла — обсидианы,

Химический состав кислых вулканических пород Курило-Камчатского региона (в числах атомов на 50 атомов кислорода)

№ п/п	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al	Ti	Si	P
1	0,237	1,996	1,892	0,998	0,051	0,677	0,710	5,481	0,152	17,795	0,034
2	0,339	1,896	1,947	0,846	0,017	0,829	0,643	5,180	0,152	18,060	0,034
3	0,396	1,915	1,238	0,627	0,033	0,545	0,363	4,919	0,165	19,033	0,033
4	0,260	1,787	0,812	0,893	0,016	0,406	0,260	4,253	0,146	19,854	0,032
5	0,407	1,867	2,019	0,883	0,034	0,849	0,509	5,804	0,170	17,634	—
6	0,468	1,941	1,622	0,535	0,017	0,719	0,301	4,950	0,184	18,929	—
7	0,606	1,514	1,716	0,723	0,017	0,622	0,639	5,719	0,135	17,985	0,034
8	0,882	2,136	1,458	0,966	0,017	0,593	0,678	5,222	0,153	18,108	0,034
9	1,006	2,181	0,855	0,587	0,017	0,704	0,369	5,602	0,168	18,433	0,034
10	1,130	2,227	0,965	0,432	0,017	0,266	0,399	5,219	0,100	18,966	0,033
11	1,522	2,084	0,347	0,463	—	0,397	0,265	4,699	0,083	19,689	—
12	1,379	2,366	0,181	0,197	0,016	0,230	0,361	4,532	0,033	20,049	—
13	1,402	2,153	0,310	0,114	0,016	0,179	0,130	4,795	0,065	20,043	—

Примечание. 1—8 — вулканические породы Курильской островной дуги районов с различной мощностью коры (1, 2—5—10 км; 3, 4—10—15 км; 5, 6—15—20 км; 7, 8—20—25 км); 9—13 — вулканические породы Срединного хребта п-ова Камчатка с мощностью коры 30—35 км.

перлиты и пехштейны; часто встречаются также вулканогенно-обломочные породы—лавовые брекчии, туфы, туфобрекчии. Объем их обычно превышает объем лав. Лавовые брекчии состоят из обломков лав в лавовом же материале. Туфы в туфобрекчии сложены осколками минералов, пород и пеплами, цементирующими всю породу.

Перейдем к рассмотрению пород вулканической серии II (см. рис. 58). Независимо от того, слагают ли эти породы потоки или покровы, дайки или силлы, для них характерно, что их фенокристаллы имеют оскольчатую форму; они содержат лепешки стекла «фьямме» в игнимбритах. Основная масса их первично-стекловата и неоднородна—обладает флюидальностью, часто переходящей в «пепловидные» структуры. Породы по химическому составу часто образуют непрерывный ряд пород с содержанием SiO_2 60—80 %. Однако среди них обнаруживают два максимума распространности, отвечающих концентрации SiO_2 75—80 и 60—65 %; в породах обеих групп обычно отмечается некоторое преобладание K_2O над Na_2O . Такая особенность химического состава, необычная для вулканитов нормальной щелочности с относительно низким содержанием SiO_2 (около 63 %), в какой-то мере сближает их с вулканическими породами повышенной щелочности.

Минеральные ассоциации фенокристаллов этих пород находятся в связи с их химическим составом, в то время как состав основной массы, вне зависимости от состава пород, всегда очень кислый—70—75 % SiO_2 .

Названия пород серии II нередко противоречивы и отражают точки зрения различных исследователей на их генезис. Многие разновидности этих пород, формирующиеся на земной поверхности в аэральных условиях, называются одними исследователями, считающими природу их образования эксплозивной, спекшимися туфами, другими же, разделяющими гипотезу их эффузивного происхождения, они называются туфолавами. Тела пород со значительным количеством раздробленных вкрапленников, относящихся к субвулканической фации, часто описывают под названием автомагматических брекчий (Е. Б. Яковлева и др.). Этот термин акцентирует внимание на то, что брекчирование минералов происходило в магматическую стадию. Наиболее широко используется термин «игнимбрит» (спекшийся туф), введенный П. Маршаллом во времена, когда эти породы рассматривались как пирокластические образования (*ignis*—огненный, *limber*—ливень). Однако игнимбриты не являются спекшимися пирокластическими породами, и термин *игнимбрит* утратил свое буквальное значение. Общность петрографических и петрохимических характеристик пород, особенности морфологии тел позволили объединить породы серии II в флюидопорфировый комплекс, что подчеркивает их флюидный режим, обусловивший малую вязкость соответствующую-

щих кислых расплавов. При их раскристаллизации в наземных условиях часто возникает своеобразная столбчатая отдельность.

Главные пороодообразующие минералы кремнекислых эффузивов — плагиоклазы, кварц, калиево-натриевые полевые шпаты, биотит. Второстепенные минералы — моноклинные пироксены, гиперстен, изредка железистый оливин, гранат, титаномагнетит. К аксессуарным минералам относятся апатит, циркон, титанит, монацит и др.

По условиям залегания и морфологии магматических тел, а также по химическому и минеральному составам вулканические образования *I* и *II* серий существенно различаются. Поэтому рассмотрим их раздельно (по Е. Б. Яковлевой и др.).

Породы серии *I* входят в контрастные и непрерывные ассоциации. Они имеют преимущественное распространение (серия *IA*) в раннегеосинклинальной стадии развития земной коры, где играют главенствующую роль среди кремнекислых вулканитов; на поздних этапах развития (*IB*) они уступают первенство вулканитам серии *II*, однако по объему превышают вулканиты группы *IA*.

Для кремнекислых вулканитов серии *I* типичны извержения центрального типа, гораздо реже встречаются трещинные извержения, некоторая часть экструзий связана с ареальным вулканизмом. Вулканиты серии *I* (группы *IA* и *IB*) объединяют не только закономерность наращивания отношения K_2O/Na_2O по мере увеличения кремнекислотности, но и петрографические особенности, форму и строение вулканов, общность фациальных проявлений вулканогенных образований. Вулканиты серии *I* обладают большой вязкостью, а вязкость магмы в значительной мере определяет форму вулканической постройки. В жидких магмах (например, в кислых магмах серии *II*) газы улетучиваются без проявления эксплозивной деятельности, в связи с чем в построении вулкана принимают участие только лавы. С увеличением вязкости возрастает эксплозивность магм, выбросы туфов перемежаются с излияниями лав и формируются стратовулканы. Еще большая вязкость приводит к появлению выжатых и выдавленных куполов, типичных для эффузивов серии *I*.

Различия между породами групп *IA* и *IB* заключаются главным образом в тонких петрографических характеристиках, некоторых особенностях минерального состава и структур основной массы пород, преобразовании стекол основной массы и т. д. Эти различия связаны с некоторой неоднородностью химического состава исходной магмы, с неодинаковыми условиями формирования пород: подводными, морскими — в группе *IA* и наземными — в группе *IB*.

Породы серии *II* широко распространены среди отложений орогенных этапов, причем объемы извержений нередко колоссальны и составляют сотни тысяч кубических километров. Так,

объем пород игнимбритовой провинции Большого Бассейна в США достигает 150 000 км³. Вулканы серии II встречаются среди отложений разных возрастов, начиная с докембрийского.

Главнейшей структурой, в которой локализуется игнимбритовый вулканизм орогенного этапа, является внешняя зона краевых вулканических поясов. Исследования в Центральном Казахстане показали, что игнимбритовый вулканизм наиболее характерен для средней стадии орогенных этапов развития земной коры. К этой стадии приурочены массовые извержения игнимбритов риолитового, а также кварцево-латитового составов, сопровождающиеся образованием кальдер проседания, вулканотектонических и вулканоплутонических депрессий. В Центральном Казахстане среди девонских отложений Т. О. Федоров обнаружил вулканотектонические депрессии, достигающие в длину 12—33 км и в ширину 3—15 км. Амплитуда опускания отвечает мощности заключенных во впадинах игнимбритов и достигает 2 км. Депрессии располагаются согласно простиранию вулканического пояса.

Различаются породы собственно эффузивной, субвулканической и жерловой фаций. Образования же эксплозивной субфации им не свойственны (хотя внешний облик пород очень сходен с пирокластическими породами).

Породы серии II нередко входят в вулканоплутонические ассоциации комагматичных интрузивных и эффузивных образований, которые характеризуются многоактным развитием вулканических и интрузивных серий, с приблизительно равным их объемом, близкой последовательностью и единством тектонического режима. Вулканоплутонические ассоциации наиболее типичны для средней стадии орогенных этапов развития земной коры. К этой стадии приурочены массовые извержения риолитовых и кварцево-латитовых игнимбритов, образование кальдер, вулканотектонических и вулканоплутонических депрессий, формирование гранодиорит-кварц-монзонит-гранитных интрузий. Часто формируются кольцевые структуры.

Экстенсивное развитие кислого корового магматизма связывается с орогенным периодом развития складчатых комплексов, включая их орогенную активизацию. Во время этой активизации возникли сводовые поднятия складчатого субстрата, предшествующие вулканическим депрессиям на пути ослабления и разрушения континентальной коры с началом развития новых геосинклинальных циклов, на пути превращения активных континентальных окраин в островодужные (переходного типа) и пассивные. Эти процессы циклического развития складчатой земной коры (ее созидание и разрушение) прослеживаются с раннего докембрия. Примером *докембрийских вулканических депрессий* авлакогенного типа может служить Печенгская структура на Кольском полуострове.

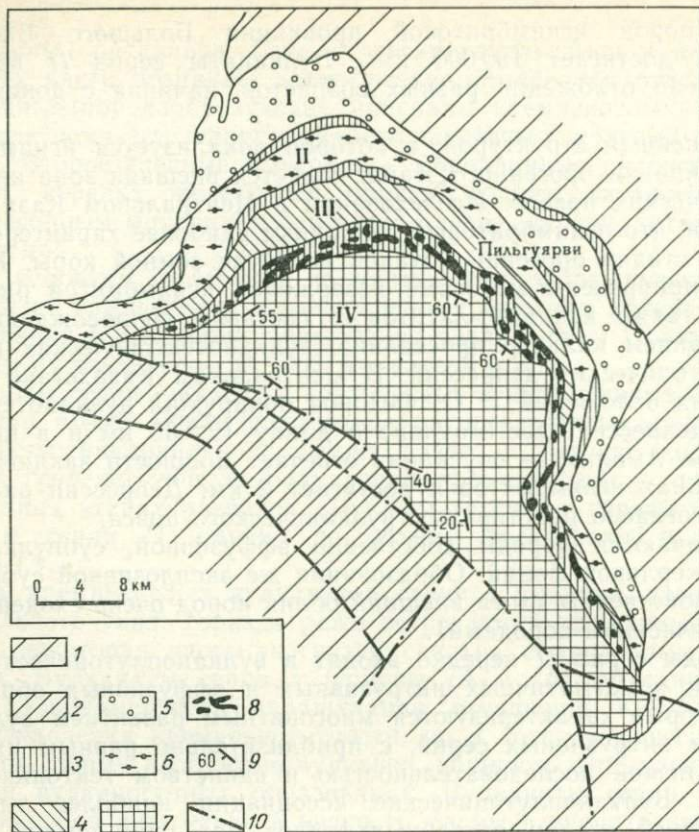


Рис. 59. Схема геологического строения Печенгской структуры. По А. А. Превдовскому и др. с изменениями:

1 — кольская гнейсовая серия (нижний протерозой, 2,6—2,8 млрд. лет), 2—8 — печенгская серия (верхний протерозой, 1,7—1,9 млрд. лет): 2 — метаморфизованные осадочные вулканогенные породы (биотит-плагноклазовые сланцы и гнейсы, филлиты, метадиабазы и др.); 3 — осадочные породы (алевролиты, песчаники, конгломераты, обычно с сульфидами); 4 — пикриты и толенитовые базальты; 5 — пикриты, железистые толенитовые базальты (ферробазальты), андезитобазальты, ферроандезиты и дациты; 6 — пикриты, умеренно-щелочные базальты, трахибазальты, железистые трахиандезиты, трахидациты и дациты; 7 — пикриты, умеренно-щелочные и нормальные базальты, ферроориолиты (контрастная серия); 8 — расслоенные никеленосные интрузивы (Пильгуйрви и др.); 9 — элементы залегания слоистости; 10 — разрывные нарушения.

I—IV — стратиграфическая последовательность образования вулканических толщ (снизу вверх).

Печенгская серия, к которой приурочены расслоенные базит-гипербазитовые интрузивы с медно-никелевым сульфидным оруденением, относится к карельскому осадочно-вулканогенному комплексу (1,7—1,9 млрд. лет). Породы этого комплекса слагают, помимо рассматриваемой Печенгской депрессии (рис. 59), также Имандра-Варгузинский грабен и ряд других, более мелких струк-

тур в районе гряды Кеулик-Кенирим (между Печенгой и Имандра-Варгузинским грабеном), Усть-Понойский и Снежницкий грабены и др. Предполагается, что карельский комплекс залегает с большим несогласием на более древнем глубоко денудированном основании, перекрывая различные по стратиграфическому положению свиты кольской серии. В эволюции карельских структур различаются этапы, в течение которых протяженные линейные впадины сменяются изометричными мультисубпараллельными прогибами, широкими и пологими. В ходе этой структурной эволюции прослеживается изменение характера карельского вулканизма от толеит-базальтового доминирующего его типа к умеренно-щелочному трахибазальтовому и трахитовому. Печенгская структура относится к позднему типу карельских структур. Это изометричная в плане депрессия с краями, полого погружающимися к центру, но нарушенная крупным взбросом на юго-западе, так что полностью сохранилась лишь ее северо-восточная половина (см. рис. 59).

Никеленосные массивы Печенгской структуры формировались из первично-однородной магмы пикритового состава в условиях умеренной глубинности (3—4 км), соответствующей общему давлению около 100 МПа. В этих условиях возникла и их расслоенность (табл. 12).

Расслоение массивов (местами грубое, иногда очень тонкое ритмичное) закономерно вписывается в общую стратификацию слоистой толщи и в пликвативные деформации, осложняющие общее синклинальное строение Печенгской структуры. В развитии Печенгской структуры прослеживается чередование базальт-андезитового (нормальной щелочности) и базальт-трахитового (умеренно-щелочного) вулканизма. В это чередование закономерно вписываются и расслоенные интрузивы Печенги, относящиеся к умеренно-щелочному типу. В целом вырисовывается такая последовательность развития магматизма (см. рис. 59 снизу вверх): *I* — толеитовые базальты, ферробазальты, андезиты; *II* — умеренно-щелочные (щелочные) базальты, трахибазальты, трахидациты; *III* — толеитовые базальты; *IV* — умеренно-щелочные базальты, толеитовые базальты и риолиты (*III*, *IV* — осадочные породы и внедренные в них никеленосные интрузивы). Вулканические толщи разделены пачками осадочных пород, фиксирующих перерывы в развитии вулканизма, в которые происходила смена его характера с толеит-базальтового (толщи *I* и *III*) на щелочно-базальтовый. Поэтому серии пород повышенной щелочности (вулканические и интрузивные) фиксируют этапы консолидации Печенгской структуры, а возобновление магматизма нормальной щелочности (толеит-базальтового) отвечает этапам ее активизации. В этом смысле осадочные толщи Печенги геотектонически объединяются с умеренно-щелочными вулканическими сериями. Здесь особый интерес представляет толща осадочных

Химический состав пород расслоенного массива Пильгуярви (в числах атомов на 50 атомов кислорода)

Порода	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Cr	Al	Ti	Si	P
Нижняя серия												
Оливинит	0,09	0,07	0,66	16,09	0,06	2,86	2,41	0,14	0,96	0,23	12,23	0,03
Верлит	0,12	0,17	1,17	14,15	0,06	2,87	2,38	0,13	1,23	0,26	12,71	0,02
Пироксенит	0,06	0,23	5,52	8,18	0,04	2,60	0,67	0,06	1,30	0,29	14,92	0,02
Габбро	0,19	1,72	3,62	2,73	0,04	3,14	1,06	—	4,82	1,05	14,24	0,04
Верхняя серия												
Титаномагнетитовый оливинит	0,09	0,46	0,46	9,47	0,06	7,57	7,27	0,01	1,28	1,94	7,67	0,04
Титаномагнетитовый пироксенит	0,60	0,35	4,80	5,16	0,05	3,95	1,22	0,02	2,95	1,06	13,54	0,02
Лейкократовое габбро	0,76	2,62	2,45	1,25	0,05	2,80	0,56	—	5,00	0,58	15,88	0,20
Средний пикритовый состав	0,32	1,33	2,75	6,05	0,07	3,00	1,36	0,04	3,76	0,73	13,99	0,05

пород, вмещающая расслоенные никеленосные интрузивы. Последние вместе с умеренно-щелочными вулканическими породами IV толщи образуют вулканоплутонический комплекс. Пикриты, с которых начинается формирование вулканической серии IV, как и других серий Печенгской структуры (табл. 13), близки к средневзвешенному составу массива Пильгуярви. Расслоенные никеленосные интрузивы можно рассматривать, по-видимому, в качестве аналогов тех очагов глубинной дифференциации магмы, с которыми связывалось в Печенгской структуре развитие вулканизма умеренно-щелочного типа. Вулканизм охватывает только начальные, недифференцированные расплавы (пикриты) и лейкократовые дифференциаты верхних частей магматических очагов, тогда как ультрамафитовые дифференциаты, которым подчинены в расслоенных интрузивах рудные образования (сульфидные, титаномагнетитовые), в вулканических сериях Печенги не представлены. Однако теоретически вполне допустимо вовлечение в вулканизм более глубоких частей очагов магматической дифференциации. Оно должно приводить к излиянию ультрамафитовых (перидотит-пироксенитовых) лав, дающих начало коматитам, которым могут быть подчинены рудные (сульфидные и др.) вулканические образования, как в сульфидном никелевом месторождении Камбал в Австралии.

Примером *фанерозойских вулканических депрессий* может служить Тунгусская синеклиза на Сибирской платформе, представленная в южной части двумя формациями: верхнепалеозойско-нижнемезозойской трапповой (с преобладанием базальтов и долеритов нормальной щелочности) и мезозойской щелочно-ультраосновной (по данным Н. Л. Сапронова и других авторов).

Эта структура была заложена на раздробленном и утоненном гранитогнейсовом фундаменте, установленном в результате бурения скважиной в Наюмовском сводовом поднятии на глубине более 2 км и перекрытом отложениями венда. Еще более древние образования (рифейские, аргиллиты и доломиты) вскрыты скважинами в Катангской седловине. Песчаники и глины венда залегают на породах рифея с угловым несогласием. Мощные палеозойские отложения (карбонатные, галогенно-карбонатные, терригенные, угленосно-терригенные) содержат туфогенный базальтовый материал каменноугольного и пермского возраста и прослойки туфоалевролитов, туфопесчаников, туфов. К раннему триасу относится полифациальный комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, представленных туфами базальтов, туффитами и туфоалевролитами, туфопесчаниками, залегающими с угловым несогласием на подстилающих породах. Мощность вулканогенных главных образом пирокластических отложений достигает 800 м. Юрские и меловые породы представлены континентальными угленосными образованиями (песчаниками, алевролитами и аргиллитами с линзами сидеритов и углей).

Средние составы пород вулканических серий Печенги (в числах атомов на 50 атомов кислорода)

Порода (в скобках число анализов)	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al	Ti	Si	P
<i>Серия I</i>											
Пикрит (1)	0,17	0,92	3,60	6,05	0,05	3,48	1,11	3,63	0,68	13,90	—
Толентовый базальт (6)	0,31	1,99	3,02	2,63	0,04	1,85	0,74	5,27	0,19	15,90	0,04
Ферробазальт (2)	0,32	1,63	2,54	3,67	0,05	2,58	1,73	4,43	0,52	14,94	—
Исландито-базальт (27)	0,51	1,96	2,41	2,07	0,04	1,81	0,84	4,95	0,22	16,61	0,04
Исландит (ферроандезит (9)	0,71	1,89	2,10	1,16	0,03	1,45	0,83	4,45	0,25	17,70	0,06
Ферродациит (7)	0,86	2,09	0,83	0,76	0,02	1,29	0,60	4,44	0,22	18,74	0,05
<i>Серия II</i>											
Пикрит (3)	0,31	1,75	2,62	6,28	0,05	1,97	1,60	3,50	0,42	14,70	0,07
Толентовый базальт (7)	0,43	1,92	2,47	2,46	0,05	1,84	1,52	5,11	0,45	15,57	—
Ферробазальт (7)	0,40	2,06	1,47	2,34	0,01	2,75	1,88	5,02	0,49	15,34	0,08
Трахибазальт (13)	0,52	2,70	1,85	2,43	0,05	1,60	1,91	4,87	0,40	15,75	—
Трахисландит (12)	0,67	3,36	0,88	1,22	0,04	1,11	1,62	5,26	0,35	16,74	0,09
Трахидациит (12)	0,93	3,20	0,37	0,35	0,02	0,72	1,08	4,85	0,20	18,54	0,04
<i>Серия III</i>											
Пикрит (3)	0,06	0,16	4,28	5,91	0,06	3,10	0,89	2,92	0,60	14,73	0,06
Толентовый базальт (35)	0,11	1,49	3,66	2,97	0,05	2,52	0,89	4,94	0,33	15,26	0,03
<i>Серия IV</i>											
Пикрит (10)	0,05	0,19	3,75	7,03	0,05	3,12	0,89	2,94	0,57	14,43	0,07
Толентовый базальт (52)	0,15	1,20	3,24	3,07	0,05	2,62	0,90	4,54	0,35	15,70	0,04
Ферробазальт (13)	0,21	1,70	2,46	2,69	0,05	3,33	1,39	4,84	0,51	15,04	0,03
Субщелочной базальт (40)	0,18	1,87	2,90	3,00	0,05	3,14	0,89	4,98	0,42	15,06	0,04
Ферронолит (6)	0,74	2,10	0,32	0,35	0,02	0,96	0,19	3,55	0,09	20,57	—

Кайнозой представлен неогеновыми и четвертичными озерно-болотными отложениями.

Среди субвулканических и интрузивных образований различаются ультраосновные, основные и щелочные породы. Ультраосновные (пикриты, пикрит-долериты и магнезиальные долериты) распространены локально (образуют силлы в бассейнах правых притоков Подкаменной Тунгуски — реки Дулиσμα, Чавида, Коребу). Основные породы (долериты, габбро) преобладают среди интрузивных пород. Их интрузивы различаются по степени дифференциации пород. В состав дифференцированных типов входят также троктолит-долериты, феррогаббро, кварцевые габбро и долериты, гранофиды.

Интрузивы умеренно-щелочных и щелочных пород (оливин-анальцитовые долериты, тешениты и др.) образуют дайки, силлы, штоки, трубчатые и кольцевые тела. Объем их невелик. Во многих случаях устанавливается их внедрение позднее интрузий нормального ряда.

Спецификой магматизма южной части Тунгусской синеклизы является его исключительно эксплозивный характер (коэффициент эксплозивности вулканизма оценивается цифрами до 95 %). В пермо-триасовое время он распространился на площади около 700 тыс. км². Множество вулканов извергало огромные объемы пирокластического материала, в результате чего была сформирована туфовая километровая толща. В основании вулканического разреза расположены туфопесчаники, над ними залегают агломератовые туфы, сменяющиеся далее псефитовыми, псаммитовыми и пелитовыми туфами. Туфы состоят из пепловых частиц и лапиллей стекловатых миндалекаменных и пузыристых базальтов и долеритов, обломков туфов ранних генераций, туффитов, песчаников и других пород осадочного чехла и фундамента платформы; широко распространены пизолиты (обычно в пепловых туфах). Другой особенностью южной части Тунгусской синеклизы является наличие кольцевых вулканоструктур, описанных Н. Л. Сапроновым и другими исследователями. Размеры их варьируют от десятков и сотен метров до сотен километров. По своему строению они подразделяются на однофокусные, многофокусные и сложные (гигантские впадины или горсты, оконтуренные эффузивами и разломами, фиксируемыми дайками, на которых расположены вулканы центрального типа). Для тектонического строения этого региона характерны также линейные структуры (протяженностью до 300 км при ширине 25 м), представляющие собой протяженные трещинные (дайковые) зоны, контролирующие размещение разнообразных кольцевых структур, а также сходные с ними грабены и депрессии, заполненные пирокластическими отложениями мощностью до 800 м.

Обычно в формациях траппов базальтовые лавы преобладают над пирокластикой, изливаясь в виде мощных покровов, компен-

сирующих устойчивое прогибание обширных площадей платформ вследствие растяжения. Это относится к большинству регионов Сибирской платформы и другим классическим трапповым формациям Африки, Монголии, Северной Америки (бассейны рек Колумбия и Снейк). Пирокластические траппы юга Тунгусской синеклизы представляют особую формацию континентальных базальтов, извергавшихся в геодинамических условиях не растяжения и погружения платформенной структуры, охваченной тектономагматической активизацией, как в типичных трапповых формациях, а в обстановке ее сжатия и воздымания, на переходе к последующему щелочному магматизму. О воздымании территории свидетельствует наличие туфопесчаников, распространенных в основании толщи пирокластических траппов мощностью 150 м (туточинская свита). Высокая эксплозивность и морфология (обилие кольцевых и трубчатых структур) сближают базальтовую формацию юга Тунгусской синеклизы с формациями щелочных пород, которыми завершается развитие магматических циклов.

Примером молодых и современных вулканических депрессий являются *окраинные моря*, образованием которых обусловлено отделение от континентов островных дуг.

Окраинные моря — это ярко выраженные молодые и современные структуры утонения и разрушения континентальной складчатой коры вследствие развития геосинклинальных впадин. Магматизм их имеет много общих черт с магматизмом трапповых формаций. По степени переработанности континентальной складчатой коры окраинные моря представляют большое разнообразие. Так, например, Охотское море служит примером относительно слабо переработанной континентальной структуры, в которой складчатая кора полностью заместила океанической лишь в зоне, непосредственно прилегающей к Курильской островной дуге, где на океаническом основании образовалась геосинклинальная котловина, заполняемая осадками. В Японском море (рис. 60) развитие океанического основания продвинулось значительно дальше, так что утоненное континентальное основание сохранилось только по периферии этой структуры и в отдельных изолированных блоках (поднятие Ямато и др.), разделенных геосинклинальными котловинами с океаническим основанием (Хонсю, Цусимская, Центральная и др.). Филиппинское море — это пример структуры, в которой континентальная складчатая кора почти полностью заместила тонкой океанической.

Магматизм окраинных морей [23] отражает стадийность их развития. В ранние стадии орогенной активизации и рассеянного спрединга он представлен породами нормальной щелочности (андезиты, риолиты, базальты, исландиты и дациты), которые сменяются затем породами повышенной щелочности, и щелочными, недосыщенными кремнеземом. С ранней стадией связано также

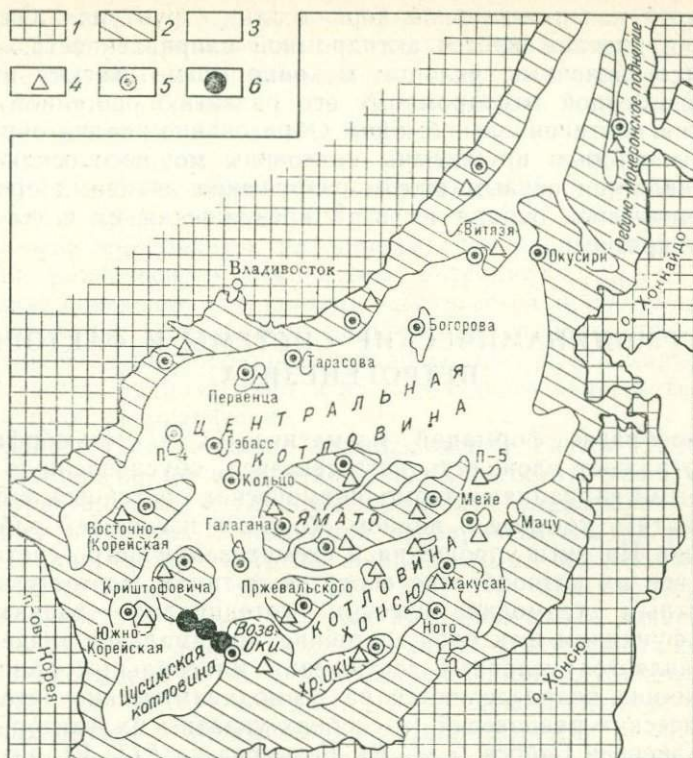


Рис. 60. Схема расположения структур с различным типом земной коры Японского моря. По данным [23]:

1, 2 — континентальная кора (1 — обрамления, 2 — блоков в пределах моря); 3 — океаническая кора; 4—6 — вулканические серии (4 — известково-щелочные, 5 — субщелочные, 6 — щелочные)

образование магнезиальных эвкритовых базальтов и сравнительно редких необычных вулканических пород, получивших название бонинитов (марианитов), одновременно богатых кремнеземом и магнием.

Депрессии окраинных морей являются структурами так называемого рассеянного спрединга (рифтинга). Благодаря им активные континентальные окраины отделились от континентальных массивов, по-видимому, отчасти сместились в сторону океана и образовали островные дуги. Эти структуры связаны своим происхождением со своеобразными мантийными плюмами, уходящими своими корнями в область очагов глубокофокусных землетрясений (600—700 км), которые проектируются на акватории окраинных морей. Подъем мантийного вещества сопровождался ослаблением, разрушением и утонением (до полного выклинивания)

складчатой континентальной коры в этих структурах. Он петрологически прослеживается антидромной направленностью магматизма (со щелочным уклоном в конце магматических циклов), противоположной гомодромному его развитию орогенной стадии созидания континентальной коры. Образование впадин окраинных морей, к которым приурочены котловины мощного осадконакопления, является первым шагом разрушения активных орогенных континентальных окраин на пути превращения их в геосинклинальные прогибы.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ И ФАКТОРЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Разнообразие формаций магматических и метаморфических пород отражает сложность петрогенезиса, обусловленную многочисленными вариациями термодинамических обстановок его развития, охватить которые в полном объеме в настоящей работе невозможно. На пути упрощения и схематизации петрогенетических систем все их разнообразие сводится к типам, соответствующим стандартным термодинамическим потенциалам — характеристическим функциям факторов состояния, минимальное значение которых является условием достижения минеральных равновесий. Эти функции подразделяются на термодинамические потенциалы изохимических равновесий (в скобках указаны их факторы): свободные энергии Гиббса $G(T, P)$, Гельмгольца $F(T, V)$, энтальпию $H(S, P)$, внутреннюю энергию $U(S, V)$ и соответствующие функции аллохимических равновесий (термодинамические потенциалы Коржинского): $G^m(T, P, \mu_m, \dots, \mu_f)$, $F^m(T, V, \mu^m, \dots, \mu_f)$, $H^m(S, P, \mu_m, \dots, \mu_f)$ и $U^m(S, V, \mu_m, \dots, \mu_f)$. Термодинамические потенциалы G , F , H и U характеризуют состояние систем минералообразования, привнос-вынос химических компонентов в которых может осуществляться только с изменением их химических потенциалов (необратимо с нарушением равновесия). Системы, характеризующиеся этими функциями, подразделяются на изохимические (закрытые) и аллохимические (открытые), в которых возможен необратимый привнос-вынос компонентов. В число факторов минеральных равновесий этих последних (систем с переменным числом частиц) добавляются содержания (числа молей) привносимых и выносимых компонентов, $G(T, P, n_a, \dots, n_h)$ и др. Термодинамические потенциалы G^m , F^m , H^m и U^m характеризуют состояния систем минералообразования, в которых возможен обратимый привнос-вынос некоторых компонентов (по Д. С. Коржинскому вполне подвижных) при постоянстве их химических потенциалов μ_m, \dots, μ_f . Эти потенциалы входят в число факторов минеральных равновесий в таких системах, которые вследствие этого можно назвать

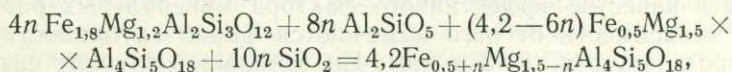
изопотенциальными по аналогии с изотермическими системами. В число факторов равновесий изотермических систем (G, F) входит температура («потенциал тепла»), при постоянстве которой происходит привнос-вынос тепла (в количестве, соответствующем тепловым эффектам, ΔH , реакцией между минералами, находящимися в равновесии друг с другом). Аналогично в аллохимических равновесиях, вполне подвижный компонент, например H_2O , может выноситься и привноситься в количестве (Δn_{H_2O}), отвечающем реакции между минералами, находящимися в равновесии (при постоянстве равновесного химического потенциала, μ_{H_2O}). Вполне подвижное поведение компонентов достигается в системах минералообразования посредством фильтрующихся через них флюидных потоков глубинного происхождения, которые в зависимости от типа систем подразделяются на метаморфические, метасоматические и трансмагматические.

Наиболее принципиально подразделение систем глубинного минералообразования по их отношению к литостатическому давлению, возрастающему с глубиной. Системы, подверженные влиянию этого параметра, называются изобарическими, их равновесные состояния характеризуются минимальными значениями функций $dG=0$ ($dG^m=0$) и $dH=0$ ($dH^m=0$). Это метаморфические и магматические системы, в которых литостатическое давление выступает в качестве эффективного фактора минеральных равновесий. В зависимости от него намечаются фации глубинности горных пород (см. рис. 1—3 и др.). На небольшой глубине системы могут находиться в динамической изолированности от литостатического давления, и минералообразование в них происходит в условиях постоянства объема (изохорические системы). В этих условиях ведущую роль в системах начинает играть внутреннее давление, например, кристаллизационное, которое развивают минералы при своем росте. Условиями равновесия в изохимических системах являются минимальные значения функции $dF=0$ ($dF^m=0$) и $dU=0$ ($dU^m=0$). Представителями их являются метасоматические системы, наглядным выражением изохимических процессов, в которых служит образование псевдоморфоз, и замкнутые системы кристаллизации шлировых пегматитов.

Метаморфические системы без летучих компонентов (H_2O, CO_2) являются изотермо-изобарическими и характеризуются термодинамическим потенциалом Гиббса G . Минеральные фации метаморфических пород на P — T -диаграммах разделяются равновесиями, которые отвечают нулевому значению полных дифференциалов этого потенциала ($dG=0$), представленных выражениями $dG = -SdT + VdP$ и $dG = -SdT + VdP + \mu_a dn_a + \dots + \mu_k dn_k$ соответственно для закрытых ($dn_a=0, \dots, dn_k=0$) и для открытых систем (с переменным числом частиц n_a, \dots, n_k).

К закрытым относятся метаморфические системы полиморфных и других изохимических превращений минералов постоянного

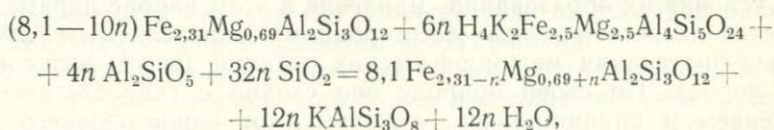
или переменного состава в ходе изохимического метаморфизма. Вариантность состава минералов в пределах фаций (полей $P-T$ -диаграмм) выявляется минералогическим правилом фаз Гольдшмидта ($n=k-\phi$), определяющим число внутренних степеней свободы (n) минеральных систем. При $n>0$ состав минералов метаморфических пород термодинамически произволен и отвечает составу осадочных и других исходных метаморфических пород. При $n=0$ состав минералов находится в зависимости от P, T -условий метаморфизма, которая выявляется методом эквипотенциальных линий (реакций смещенного равновесия), выведенным Д. С. Коржинским. Так, парагенезис силлиманит+гранат+кордиерит+кварц в четырехкомпонентной системе ($MgO+FeO+Al_2O_3+SiO_2$) не обладает внутренними степенями свободы, являясь по правилу фаз Гиббса ($n=k+2-\phi$) дивариантным, т. е. железистость минералов в нем не может иметь произвольного значения, определяясь температурой и давлением (в пределах поля гранат-кордиерит-силлиманитовой фации на $P-T$ -диаграмме). При заданной железистости минералов (химическом потенциале железа) остается одна степень свободы, так что P и T попадают в моновариантную зависимость, характеризуемую эквипотенциальными линиями. Положение их на $P-T$ -диаграмме определяется реакциями смещенного равновесия, например:



т. е. гранат+силлиманит+кордиерит+кварц=более железистый кордиерит. При бесконечно малом значении n реакция отвечает эквипотенциальной линии на $P-T$ -диаграмме. Подобными линиями намечаются зависимости парагенезисов минералов метapelитов от температуры и давления, позволяющие подразделять породы по глубинности метаморфизма, что имеет большое значение для установления степени эродированности метаморфических поясов (см. рис. 1).

Открытые системы, характеризуемые потенциалами Гиббса (системы аллохимического метаморфизма), отличаются возможностями привноса-выноса компонентов, который происходит обратимо с изменением величины термодинамического потенциала ($\mu_a dn_a + \dots + \mu_k dn_k$). Примерами подобных преобразований могут служить явления десиликации пород, предшествующие установлению в них минеральных равновесий, отвечающих фациям корундовых плагиоклазитов, жадеитовых или альбит-нефелиновых пород. К аналогичному типу относятся процессы дебазификации пород в ходе метаморфизма, связанного с развитием мигматитов, или щелочной метаморфизм привноса щелочей при формировании эгириновых железистых кварцитов, эгиринов-жадеитовых сланцев и т. д. Привнос новых компонентов в эти системы обычно сопровождается увеличением в них числа минералов.

Иной тип открытых систем представляют *метаморфические преобразования пород при участии летучих компонентов* (H_2O , CO_2), химические потенциалы которых входят в число независимых переменных наряду с температурой и давлением T , P , μ_{H_2O} , μ_{CO_2} , что дает соответствующую характеристическую функцию G^m и ее дифференциал $dG^m = -SdT + VdP - n_{H_2O}d\mu_{H_2O} - n_{CO_2}d\mu_{CO_2}$. Независимость потенциалов этих компонентов (вполне подвижных, по Д. С. Коржинскому) определяется произвольным составом и степенью окисленности ювенильных флюидов, особенно в части таких их отношений, как H_2O/H_2 , CO/CH_4 и CO_2/CO и $(H_2O + H_2)/(CO_2 + CO + CH_4)$. Это характеризует термодинамику метаморфических процессов гидратации и карбонатизации, которые осуществляются в режиме $P \geq P_F \geq P_{H_2O(CO_2)}$, где P — литостатическое давление, соответствующее глубинности метаморфизма, P_F — флюидное давление, $P_{H_2O(CO_2)}$ — парциальные давления H_2O и CO_2 во флюидах. Этот режим принципиально отличается от условий экспериментальных гидратации и карбонатизации: $P = P_F = P_{H_2O(CO_2)}$, результаты которых требуют специальных пересчетов для метаморфизма. Фации метаморфических пород представляются относительно независимых переменных P , T и $P_{H_2O(CO_2)}$. При произвольных их значениях метаморфические породы характеризуются минералогическим правилом фаз Коржинского $n = k - \phi$, где в число k не входят вполне подвижные компоненты (H_2O , CO_2). Соответственно возрастает вариантность систем, так что эквипотенциальные линии трансформируются в плоскости, характеризующиеся реакциями смещенного равновесия гидратации или карбонатизации. Например, в системе из пяти инертных компонентов (K_2O , MgO , FeO , Al_2O_3 , SiO_2) парагенезис граната с биотитом, силлиманитом, ортоклазом и кварцем имеет три степени свободы и устойчив в некотором объеме, представляющем соответствующую фацию пространственной диаграммы $P-T-P_{H_2O}(\mu_{H_2O})$. При фиксированной железистости минералов парагенезис становится дивариантным и отвечает эквипотенциальной плоскости в этом объеме, характеризующейся следующей реакцией смещенного равновесия:



т. е. гранат + биотит + силлиманит + кварц = более магнезиальный гранат + ортоклаз + H_2O .

Системы подобных плоскостей дают представление о влиянии на состав минералов термодинамических условий метаморфизма. Согласно этой реакции, возрастание химического потенциала воды или снижение температуры способствует росту железистости ми-

нералов гранат-биотит-силлиманитовых гнейсов, тогда как рост литостатического давления (глубинности) вызывает противоположный эффект.

Метаморфизм, при котором происходит существенный привнос-вынос вполне подвижных компонентов (H_2O , CO_2), а изменением содержания остальных компонентов можно пренебречь, условно называется изохимическим, как и метаморфизм без участия летучих компонентов. Термин *аллохимический метаморфизм* предопределяет широкий привнос-вынос в ходе гидратации-дегидратации (или карбонатизации) также инертных компонентов ($a \dots k$), совершающийся необратимо с изменением величины термодинамического потенциала:

$$dG^m = -S dT + V dP - n_{H_2O} d\mu_{H_2O} - n_{CO_2} d\mu_{CO_2} + \\ + \mu_a d n_a + \dots + \mu_k d n_k.$$

Для метаморфизма типичны привнос щелочей и вынос кальция (глаукофановый метаморфизм, спилитизация базальтов), вынос магния, кальция, железа и накопление кремнезема и щелочных металлов (метаморфизм, связанный с гранитизацией). Возрастание степени метаморфизма обычно сопровождается понижением окисленности элементов, что объясняется выносом кислорода.

Метаморфическое преобразование пород происходит в результате бластеза, сопровождающегося реакциями между минералами, которые характеризуются физико-химическими эффектами: тепловым (ΔH), объемным (ΔV_s — изменение объема твердых фаз), флюидным Δn_{H_2O} , Δn_{CO_2} и др. — изменение числа молей воды, углекислоты и других летучих компонентов). Каждому из них соответствует фактор минеральных равновесий метаморфических систем (температура, литостатическое давление и химические потенциалы флюидных компонентов, участвующих в метаморфических реакциях). Относительно этих величин (факторов интенсивности) выделяются фации метаморфических пород, рассмотренные выше (см. рис. 1—3), определяющие термодинамические условия их образования. Давление в этом наборе параметров является литостатическим (всесторонним), определяемым глубиной протекания метаморфических реакций (весом вышележащих пород). По своей природе оно сходно с гидростатическим, давлением и принципиально отличается от одностороннего давления (стресса), возникающего при боковом сжатии. Стресс не входит в число факторов минеральных равновесий, так как метаморфические реакции между минералами не сопровождаются существенными физико-химическими эффектами, соответствующими этой величине. Поэтому он не смещает метаморфические реакции в ту или иную сторону и не приводит к образованию или исчезновению минералов и их парагенезисов. В этом смысле стресс

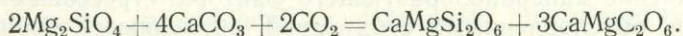
не является фактором метаморфизма, что впервые было показано Д. С. Коржинским в 1940 г. Однако стресс оказывает большое влияние на метаморфизм во многих отношениях: в качестве катализатора метаморфических реакций, фактора возникновения сланцеватых текстур пород (сланцевых, гнейсовых, амфиболитовых и др.), метаморфической дифференциации вещества (перераспределения вещества в метаморфических системах вследствие неравномерности их стрессовых деформаций), катаклаза, милонитизации и др.

По-видимому, помимо факторов минеральных равновесий, по отношению к которым выделяются минеральные фации пород, следует выделять еще кинетические факторы, способствующие развитию петрогенетических процессов и определяющие текстурные особенности пород, перераспределение вещества в системах и т. д. Направленное давление (стресс) является типичным представителем подобных кинетических факторов метаморфизма, с которым связывается также общее развитие геологической структуры метаморфических толщ — формирование в них складчатости, шарьяжей, надвигов. В концепции тектоники плит стрессу придается значение минералообразующего фактора: стрессовыми напряжениями, обусловленными субдукцией, объясняются происхождение метаморфических пород формации глаукофановых сланцев. Это кажется малооправданным. Глаукофановый метаморфизм происходит в офиолитовых комплексах под воздействием растворов, щелочной характер которых (высокий химический потенциал натрия) невозможно связать со стрессовыми напряжениями, возникающими при воздействии на эвгеосинклинальные комплексы океанических литосферных плит, вызывающими развитие инициальных деформаций (в подошвах согласных гипербазитовых силлов, лополитов и др.) и последующую складчатость.

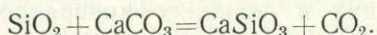
Химические потенциалы флюидных компонентов (H_2O , CO_2 и др.), участвующих в реакциях минералообразования, входят в число факторов минеральных равновесий, тогда как само по себе флюидное воздействие на породы относится к кинетическим факторам метаморфизма, способствуя протеканию метаморфических реакций даже в тех случаях, когда флюидные компоненты не принимают в них участия. Вообще участие флюидов является необходимым условием развития метаморфизма.

Флюидное влияние проявляется в высокотемпературных контактах при частичном плавлении пород, в которых возникающие водные расплавы дают при застывании богатые водой (перлитовые) кислые стекла, свойственные бухитам. Каталитическое воздействие водных флюидов прослеживается также по наличию в метаморфических образованиях реликтов исходных пород или пород, относящихся к другим минеральным фациям. Они сохраняются при метаморфизме вследствие того, что метаморфизирующие флюиды не имели к ним доступа и протекание метаморфических реакций

в них было кинетически заторможено. К аналогичным выводам приводят наблюдения в друзитах — венцовых пироксен-плагноклазовых сланцах, амфиболитах, гнейсах, мраморах и др. Друзитовая (венцовая) текстура в них возникает в результате метаморфических реакций, которые развиваются по краям зерен отдельных минералов с изменением параметров метаморфизма под флюидным воздействием реагирующих с окружающими минералами. При этом нередко встречаются совместно зерна, окруженные новообразованными каймами, и зерна тех же минералов, вокруг которых реакционные каймы недоразвиты (охватывают только часть зерна) или отсутствуют вследствие недоступности их метаморфизиующим растворам. Так, например, в архейских магнезиальных мраморах Алданского щита на Сибирской платформе содержатся зерна форстерита, образовавшиеся в них в период гранулитового метаморфизма, наряду с зернами форстерита, окруженными доломит-диопсидовыми (и паргаситовыми) каймами, возникшими в мраморах в результате наложенного регрессивного метаморфизма (в период развития мигматитов и гранитизации) по реакции



Удаление углекислоты, которым сопровождается это регрессивное преобразование мрамора, затруднено при отсутствии межзерновых метаморфизиующих растворов и требует значительного отклонения параметров метаморфизма от равновесных или вообще не осуществляется. Примером аналогичной кинетической заторможенности процессов метаморфизма могут служить архейские кварц-кальцитовые мраморы Алданского щита, которые местами подвергаются прогрессивным преобразованиям с развитием волластонита вдоль границ зерен кварца и кальцита:



Кинетическая заторможенность процесса выражена неполнотой протекания реакции и образованием в породах парагенезиса всех трех минералов (кварца, кальцита и волластонита). Это равносильно потере CO_2 вполне подвижного состояния, обычного в условиях метаморфизма, минеральные равновесия в которых определяются минимальным значением термодинамического потенциала G^m (T , P , $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$, μ_{CO_2} , n_{SiO_2} , n_{CaO} и др.):

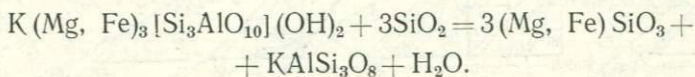
$$dG^m = -S dT + V dP - n_{\text{H}_2\text{O}} d\mu_{\text{H}_2\text{O}} - n_{\text{CO}_2} d\mu_{\text{CO}_2} = 0.$$

Термодинамический потенциал, отражающий эти соотношения, иной:

G^m (T , P , $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$, n_{CO_2} , n_{SiO_2} , n_{CaO} и др.);

$$dG^m = S dT + V dP - n_{\text{H}_2\text{O}} d\mu_{\text{H}_2\text{O}}.$$

В отличие от углекислоты вода во всех случаях, по-видимому, ведет себя при метаморфизме вполне подвижно. Раньше предполагалось инертное поведение воды (в концепции так называемого «метаморфизма при недостатке воды») по ассоциациям водных и безводных минералов, таким, как гиперстен и биотит, обычным в фациях гиперстеновых гнейсов и чарнокитов. Предполагалось, что эти минералы связаны друг с другом простейшими реакциями:



Согласно реакции, биотит с кварцем при вполне подвижном поведении воды (при произвольном ее химическом потенциале) устойчив с гиперстеном только при отсутствии калиевого полевого шпата (ортоклаза или микроклина), тогда как парагенезис всех четырех минералов (биотит, кварц, гиперстен, ортоклаз) означает инертное поведение (недостаток) воды. Однако для расчета этой реакции принят биотит флогопит-аннитового ряда (предельно бедный глиноземом), не представляющий для метаморфических пород, в которых биотит более глиноземистый (содержит истонит-сидерофиллитовый минал).

Реакция его разложения, отвечающая образованию высокотемпературных гнейсов, происходит с вовлечением ряда других минералов, например биотит + кварц = гиперстен + ортоклаз + кордиерит + гранат пироп-альмандинового ряда + H_2O . Согласно этой реакции, при избытке кварца и ортоклаза в ходе образования гнейсов при вполне подвижном поведении воды стабильны парагенезисы биотита с гиперстеном, с гиперстеном и гранатом, с гиперстеном и кордиеритом, а при отсутствии кварца или калиевого полевого шпата также с гиперстеном, гранатом и кордиеритом. Все эти парагенезисы биотита широко распространены в гнейсах высокотемпературной (гранулитовой) фации метаморфизма.

Химический потенциал воды входит в число независимых факторов метаморфических равновесий наряду с литостатическим давлением и температурой. С его возрастанием в метаморфических системах развиваются процессы гидратации минералов, которые являются экзотермичными реакциями (с понижением температуры). Поэтому химический потенциал воды и температура — это противоположно направленные параметры при метаморфизме, что важно учитывать в расчетах минеральных фаций. Химический потенциал воды в относительном его выражении $\mu_{H_2O} = RT \ln P_{H_2O}$, где P_{H_2O} — парциальное термодинамическое давление (фугитивность) воды в метаморфизирующих флюидах, и литостатическое давление определяют минеральные фации гнейсовых пород на рис. 61, аналогичные минеральным фациям метапелитов (см. рис. 1).

Диаграммы $P - \mu_{H_2O} (T = \text{const})$ и $P - T (\mu_{H_2O} = \text{const})$ являются ортогональными сечениями общей пространственной диаграммы

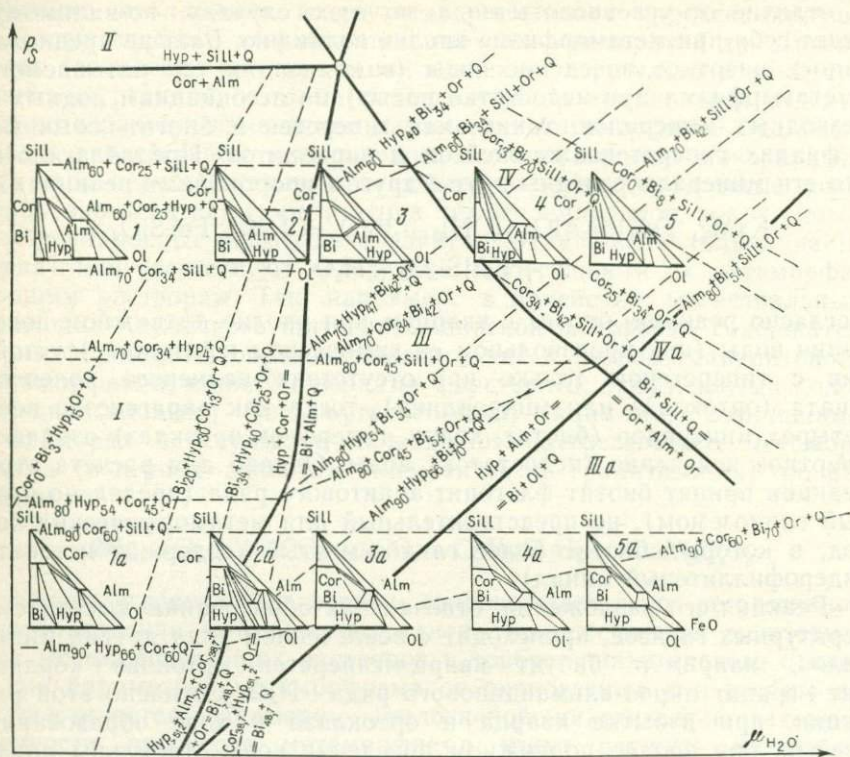


Рис. 61. Диаграмма зависимости парагенезисов минералов метапелитов от литостатического давления (P_s) и химического потенциала воды (μ_{H_2O}) при постоянстве температуры.

Сплошные линии соответствуют границам минеральных фаций метапелитов (при избытке ортоклаза и кварца): I — гиперстен-кордиеритовой, II — гиперстен-силлиманитовой, III — гранит-биотитовой, IIIa — гранат-биотит-фаялитовой, IV — биотит-силлиманитовой, IVa — гиперстен-биотит-фаялитовой. Пунктирными линиями и треугольными схемами характеризуются составы минералов в различных парагенезисах Alm_{60} — гранат пироп-альмандинового ряда и его железистость, Bi_{50} — биотит, Cor_{20} — кордиерит, Hyp_{40} — гиперстен, Or — ортоклаз, $Sill$ — силлиманит, Q — кварц

$P-T-\mu_{H_2O}$ минеральных фаций метаморфических пород, границы между которыми определяются поверхностями дивариантных равновесий, характеризующимися уравнениями типа

$$\Delta V dP - \Delta S dT - \Delta n d\mu_{H_2O} = 0.$$

Из других компонентов рассмотрим кислород. Его относительный химический потенциал $\mu_{O_2} = RT \ln P_{O_2}$ может входить в число независимых параметров метаморфических систем $G^m(P, T, \mu_{H_2O}, \mu_{O_2})$, достижение минеральных равновесий в которых определяется уравнением:

$$dG^m = \Delta V dP - \Delta S dT - \Delta n_{H_2O} d\mu_{H_2O} - \Delta n_{O_2} d\mu_{O_2} = 0.$$

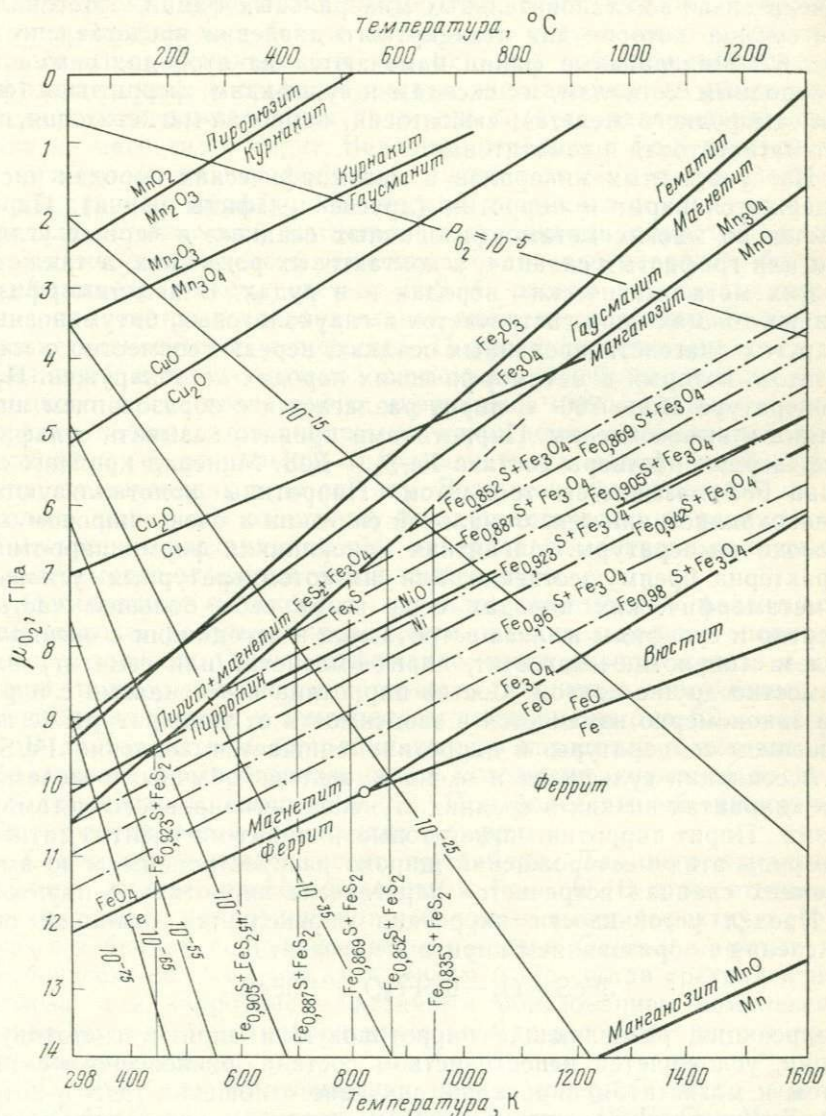


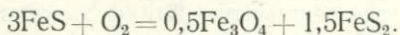
Рис. 62. Сводка окислительно-восстановительных равновесий и минеральные фации (пирит-магнетитовая, пирротиновая и др.) на диаграмме химический потенциал кислорода — температура. Отрицательный химический потенциал кислорода выражен в десятках килокалорий

Исключая из рассмотрения водные минералы (и соответственно параметр $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$), получаем пространственную диаграмму $P-T-\mu_{\text{O}_2}$ окислительно-восстановительных минеральных фаций, ортогональное сечение которой для стандартного давления представлено на рис. 62. Минеральные фации намечаются на этой диаграмме по самородным металлам, их оксидам и сульфидам: ферритовая (фа́ция самородного железа), вюститовая, пирротин-магнетитовая, пирит-магнетитовая и гематитовая.

Из сульфидных минералов в метаморфических породах часто содержатся пирит и пирротин (другие сульфиды редки). Пирит обычен во многих метаморфизованных осадках: в черных углестых или графистых сланцах, в контактовых роговиках, а также во многих метасоматических породах и в рудах. В неметаморфизованных толщах пирит встречается в глауконитовых, битуминозных и других диагенетизированных осадках, нередко совместно с марказитом, который в метаморфических породах не обнаружен. При температуре выше 700°C пирит разлагается с образованием пирротина и выносом серы. Пирротинами принято называть сульфидные твердые растворы состава $\text{Fe}_7\text{S}_8 - \text{FeS}$. Минерал крайнего состава FeS называется троилитом. Пирротины кристаллизуются в моноклинной или гексагональной сингонии в очень широком диапазоне температуры. Магнитная моноклинная форма пирротина характерна преимущественно для низкотемпературных условий. В метаморфических породах сера ведет себя большей частью инертно и сульфиды железа встречаются в ассоциации с оксидами железа (пирротин + магнетит, пирит + магнетит или гематит) или совместно друг с другом. Состав пирротина в ассоциации с пирритом закономерно изменяется в зависимости от температуры (с повышением температуры в пирротине снижается значение Fe/S).

Ассоциации сульфидов и оксидов железа обычны в железистых кварцитах низких и средних ступеней регионального метаморфизма. Пирит-пирротин-магнетитовые и пирит-магнетит-гематитовые руды этих месторождений широко распространены, а во вмещающих сланцах встречается парагенезис пирротина с пирритом.

Предел устойчивости пирротина определяется реакцией его окисления с образованием пирита и магнетита:



Эта реакция, разделяющая пирротинтовую и пирит-магнетитовую фации, усложняется непостоянством состава, равновесного с пирритом и магнетитом пирротина, значение отношения Fe/S в котором варьирует в зависимости от температуры и окислительно-восстановительных условий. Реальные соотношения показаны на диаграмме $\mu_{\text{O}_2} - T$ (см. рис. 62). Состав пирротина охарактеризован на диаграмме сериями пунктирных линий постоянного состава фаз в парагенезисах пирротин + пиррит и пирротин + магнетит. В равновесии с пирритом состав пирротина определяется главным образом

температурой, хотя эта зависимость не строгая вследствие переменности состава не только пирротина, но и пирита, а также структурных вариаций пирротина.

Интересны равновесия пирротина с магнетитом. Пирротин в этом парагенезисе богаче железом по сравнению с пирротинном в равновесии с пиритом (см. рис. 62), но с повышением кислородного потенциала состава пирротина этих ассоциаций сближаются и становятся одинаковыми по линии полного разложения пирротина на магнетит и пирит. Величина отношения Fe/S в пирротине с магнетитом сравнительно мало зависит от температуры, определяясь главным образом химическим потенциалом кислорода. На пределе устойчивости магнетита и ассоциации пирротин+магнетит+самородное железо устойчив троилит или пирротин, близкий к стехиометрическому составу FeS. С ростом потенциала кислорода намечается последовательное снижение значения Fe/S в пирротине магнетитовых ассоциаций. Пирротин кристаллизуется в моноклинной и гексагональной сингониях. Взаимоотношения моноклинного и гексагонального пирротинов очень сложны, причем нередко наблюдается совместное нахождение моноклинной (магнитной) и гексагональной (парамагнитной) модификаций пирротина, различающихся по составу. Взаимное проникновение их настолько тонко, что отдельные фазы практически не различаются и магнитная восприимчивость минерала изменяется непрерывно в зависимости от его состава и температуры.

Остановимся на оксидах металлов переменной валентности, стабильность которых определяется окислительно-восстановительными условиями. Основное значение имеют оксиды железа и марганца, поля устойчивости которых в отношении химического потенциала кислорода и температуры показаны на рис. 62.

В двухвалентном состоянии железо находится в вюститe. Его образование здесь ограничивается условиями относительно высокой температуры (выше 600 °C). При более низкой температуре вюстит распадается на магнетит и феррит.

Стехиометрический вюстит неустойчив. Для него характерен дефицит железа: стабильны составы $Fe_{1-x}O$. В этом отношении он аналогичен пирротину, который также имеет дефектную структуру с избытком серы относительно железа. Однако в вюстите эта особенность объясняется вхождением в его состав трехвалентного железа, а в пирротине — частичным образованием комплексных ионов серы $(S_2)^{2-}$. Трехвалентное железо в составе пирротина не устанавливается.

Магнетиты метаморфических пород содержат мало магния. Изоморфный ряд магнетит—магнезиоферрит ($FeFe_2O_4$ — $MgFe_2O_4$) ограничивается очень высокотемпературными образованиями в сильно окислительных условиях. Химическое сродство ферритов к магнию невелико, однако оно быстро возрастает при замещении трехвалентного железа алюминием, хромом, титаном.

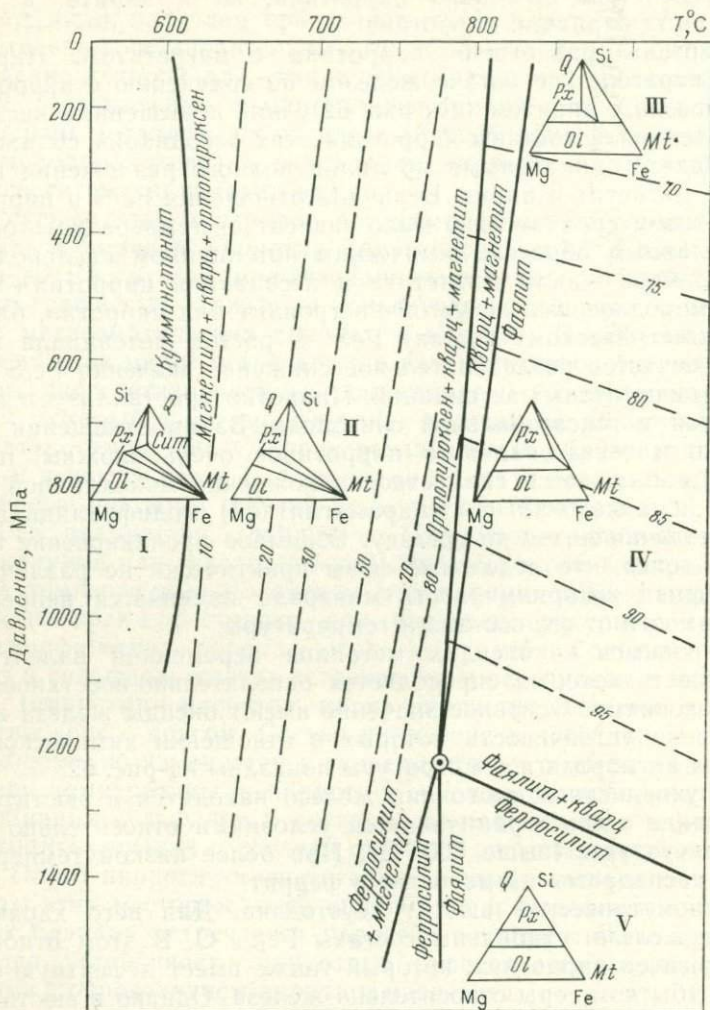


Рис. 63. Минеральные фации железистых магнетитовых и силикатных кварцитов. По В. И. Фонареву, с упрощениями:

I — куммингтонит-гематитовая и куммингтонит-магнетитовая; II — ортопироксен-магнетитовая; III — гиперстен-гортополитовая; IV — эфлит-фаялитовая; V — ферросилитовая. Фации отвечают давлению кислорода 10^{-9} Па и $P_{H_2O}/P_{общ} = 0,2$. С понижением летучести кислорода границы фаций смещаются в более низкотемпературную область. Пунктирные линии отвечают постоянной железистости ортопироксена в парагенезисах кварц-ортопироксен-магнетит (фация II) и кварц-ортопироксен-оливин (фация III и IV)

В сечении $T-P$ (при постоянстве окислительно-восстановительного режима) наглядно выражаются взаимоотношения оксидных минералов с силикатами переменной железистости, которые схематически отображены на диаграмме (рис. 63) в ряду эвлизитов, куммингтонитовых сланцев, силикатных и магнетитовых кварцитов.

Вполне подвижное состояние кислорода (независимость его химического потенциала от температуры и давления), которому отвечают рассмотренные диаграммы, для метаморфизма не характерно, ограничено проявляясь большей частью в высокотемпературных фациях. Чаще прослеживаются условия инертного поведения кислорода, наглядно выраженного, например, в магнетит-гематитовых кварцитах, химический потенциал кислорода при формировании которых полностью определялся литостатическим давлением и температурой (FeO , Fe_2O_3 в ходе образования этих пород вели себя как инертные самостоятельные компоненты). Однако в ореолах высокотемпературного контактового метаморфизма, накладывающегося на магнетит-гематитовые кварциты, гематит обычно восстанавливается до магнетита, так что число минералов в породах сокращается вследствие перехода кислорода во вполне подвижное состояние.

Метасоматизм отличается от метаморфизма более интенсивным изменением химического состава пород с последовательным переходом компонентов во вполне подвижное состояние и соответствующим сокращением числа минералов метасоматических пород до единицы. В результате образуется метасоматическая зональность, изученная Д. С. Коржинским. По правилу Линдгрена метасоматоз осуществляется в изохорических системах, предельное состояние которых (при вполне подвижном поведении всех компонентов) характеризуется термодинамическим потенциалом $F^m = -PV$, $dF^m = -SdT - PdV - n_m d\mu_m - \dots - n_j d\mu_j$. Это — условие образования мономинеральных зон. Равновесное состояние метасоматических систем характеризуется минимальным значением термодинамического потенциала ($dF^m = 0$) и, следовательно, при постоянном объеме — максимальным давлением. Поэтому в ходе развития метасоматических процессов устойчивы минералы (в конечном счете один минерал), способные при данных температурах и химических потенциалах компонентов развивать наибольшее кристаллизационное давление. Это давление возрастает с повышением степени пересыщения раствора составляющими минерал компонентами:

$$dP = \sum_m^j i d\mu_i,$$

где i — содержание компонентов в единице объема. Поэтому в метасоматических процессах различного геохимического режима способность вытеснять все другие минералы приобретают различные

фазы: гранат в известковых скарнах, форстерит в магнезиальных, жадеит в образованиях, имеющих отношение к десиликации пород в гипербазитах, кварц в условиях кислотного выщелачивания и т. д.

Д. С. Коржинским установлена стадийность развития постмагматического минералообразования, отражающая кислотно-щелочную эволюцию гидротермальных растворов, связанных с гранитами. Им были выделены ранняя щелочная, кислотная и поздняя щелочная стадии гидротермального процесса. Ранняя щелочная стадия прослеживается в контактах гранитов с карбонатными породами, при взаимодействии с которыми первично-кислотные растворы, порождаемые гранитами, приобретают слабощелочной характер. Кислотная стадия отвечает нормальному режиму постмагматического минералообразования, завершающему формирование гранитных плутонов. Она отвечает кульминации нарастания кислотности растворов с падением температуры, которое начинается уже в конце магматического процесса, прослеживаясь по повышению глиноземистости и фтористости биотитов при переходе от гранитов к аплитам и пегматитам.

Перелом в режиме гидротермального минералообразования на переходе от кислотной к поздней щелочной стадии долго не находил удовлетворительного объяснения. Только в последние годы стала вырисовываться термодинамическая модель этого перехода на основе экспериментальных данных о распаде гидротермальных растворов ниже критической температуры (300—400 °С) на две фазы — водную (полярные молекулы) с растворенными в ней щелочами $K(OH)$, $Na(OH)$ и другими и водородную (неполярные молекулы), в которой концентрируются кислотные компоненты HCl , CO_2 и др. (см. рис. 25). Высокая миграционная способность водородной фазы обеспечивает удаление кислотных компонентов из гидротермальных растворов, возрастание их щелочности и окислительного состояния. При этом повышается роль растворов как концентраторов рудного вещества (в соединениях типа Na_2WO_4 , Na_2MoO_4 и др.). С увеличением солевой нагрузки гидротермальных растворов развиваются процессы отщепления от них гидросолевых плотных фаз, являющихся особенно эффективными концентраторами рудных металлов.

Прежде чем перейти к магматическим системам, необходимо остановиться на пегматитах, которые были названы А. Н. Заваричным образованиями, промежуточными между рудными жилами и изверженными горными породами.

Образование пегматитов происходит в результате проявления жидкостной несмесимости во флюидных остаточных гранитных, сиенитовых, нефелин-сиенитовых и других магмах (все типы изверженных пород имеют свои собственные пегматиты). Материнские магмы для пегматитовых расплавов хотя и являются остаточными (связанными с отделением кристаллов), но все же нахо-

дятся выше температуры ликвидуса вследствие существенного понижения этой температуры, обусловленного накоплением в магмах летучих компонентов (H_2O , HF и др.), которыми стимулируется и развитие жидкостной несмесимости. Отщепляющиеся пегматитовые расплавы первоначально приобретают вид шарообразных тел в магмах (эта форма их выделения сохраняется в пегматитах шлирового типа) и имеют состав, близкий к пегматитовым эвтектикам. Сам термин *пегматит* был введен Н. Гаюи в 1822 г. в качестве синонима термина *письменный гранит*. Для этой породы свойственна одновременная кристаллизация полевого шпата и кварца. Об эвтектической природе пегматитовых расплавов можно судить по характеру кристаллизации их шлировых тел, которая начинается с их краев, причем с образованием аплитовой зоны или сразу с графических (эвтектоидных) сростаний минералов [35]. Среди них редко встречаются идиоморфные кристаллы фтористого биотита или полевых шпатов, представляющих избыточные по отношению к эвтектике минералы. Кристаллизация сопровождается возрастанием флюидного давления в пегматитовых расплавах. Под действием флюидов кварцево-полевошпатовые расплавы расщепляются на флюидно-полевошпатовые и флюидно-кварцевые (силекситовые), что определяет внутреннее строение шлировых гранитных пегматитов, содержащих кварцевые ядра, окруженные почти чисто полевошпатовыми зонами. За этими зонами следуют кварц-полевошпатовые зоны нерасщепленных пегматитовых пород графической структуры (см. рис. 21), крупность зерна которых уменьшается к краям пегматитовых тел.

Пегматитовые шлиры часто идеально круглой формы варьируют по размеру от нескольких сантиметров до сотен метров, представляя собой более лейкократовые и более флюидные расплавы по сравнению с их материнскими породами. Поэтому они сохраняют жидкое (надликвидусное) состояние некоторое время после полной консолидации вмещающих их пород.

Из этого следует, что кристаллизация шлировых пегматитов происходит в изохорических системах. Их объем фиксирован размером шлиров к моменту консолидации вмещающих изверженных пород. Он (V_1) обычно больше объема (V_2), который занимает масса раскристаллизованного пегматита (его графическая, полевошпатовая и кварцевая зоны в совокупности), следствием чего является обычное обособление в пегматитовых шлирах флюидных полостей (камер), называющихся еще занорышами и бананцами. Пегматиты этого типа называются камерными. Камеры, первоначальный размер которых определяется разностью объемов $\Delta V = V_1 - V_2$ (кристаллизационной усадкой), заполняются флюидами (уплотненными надкритическими газовыми смесями) и солевыми расплавами. Они интенсивно воздействуют на породы кварцевой и полевошпатовой зон пегматита, производя их выщелачивание и собирательную перекристаллизацию минералов, со-

проеждающуюся ростом кристаллов пьезокварца, топаза, берилла, флюорита и других минералов, составляющих промышленную ценность камерных пегматитов.

В ином режиме развиваются жильные пегматиты, в которых флюидно-солевые остаточные камеры, как правило, не образуются и широко представлено наложенное метасоматическое образование мусковита и минералов, богатых литием, бором, фтором, ниобием, танталом, ураном и редкими землями. В собственно магматическую стадию жильные пегматиты, в отличие от шлировых, как и вообще интрузивные породы, кристаллизуются в изобарических условиях более открытых систем, способствующих фильтрации через пегматитовые расплавы потоков трансмагматических флюидов. Переход к ним от изохорических условий кристаллизации камерных шлировых пегматитов связывается, по-видимому, с началом кристаллизации пегматитовых расплавов в замкнутых шлировых магматических камерах, сопровождающейся возрастанием в них флюидного давления.

В этом отношении шлировые пегматитовые магматические системы являются типичными представителями изохорических изолированных систем. Их развитие в замкнутой обстановке (кристаллизация пегматитовых расплавов) сопровождается интенсивным возрастанием внутреннего флюидного давления, способствующего кристаллизации вначале фтористого биотита, а затем мусковита и последующему контрастному расщеплению остаточных расплавов во внутренних частях шлиров на полевошпатовые и кварцевые (силекситовые) флюидные расплавы. В результате обособляются кварцевые ядра пегматитов, которые долгое время связывались с процессами кислотного выщелачивания. Но в настоящее время флюидно-магматическая природа их обособления в пегматитовых телах не вызывает сомнений. Самое высокотемпературное последующее кислотное выщелачивание накладывается на магматическую структуру пегматитов, контролируясь в своем распространении в пегматитовых телах границей между кварцевой и полевошпатовой зонами.

Возрастание внутреннего флюидного давления в пегматитовых шлирах может приводить к образованию трещин во вмещающих их гранитах и внедрению в них пегматитовых расплавов, уходящих часто на значительные расстояния от шлировых очагов их первоначального зарождения. Петрогенетические системы в результате этого трансформируются в более открытые, свойственные не только жильным изверженным породам, но и глубинному магматизму в целом.

Магматизм развивается в глубинных условиях при взаимодействии с ювенильными флюидами (трансмагматическими, по Д. С. Коржинскому), которыми обеспечивается вполне подвижное поведение летучих (H_2O , H_2 , CO_2 и др.) и нередко ряда других компонентов (K_2O , Na_2O и др.).

С ростом химического потенциала воды (и других летучих компонентов) температура кристаллизации расплавов значительно снижается, нередко с радикальным изменением эвтектических соотношений минералов, отражающим кислотно-основное взаимодействие компонентов. Флюидные компоненты накапливаются также в ходе кристаллизационной дифференциации магм в остаточных расплавах, способствуя отщеплению от них пегматитовых и рудных магм, что определяет металлогеническую специализацию магматических комплексов. Магматизм в глубинных условиях развивается в основном путем магматического замещения земной коры или мантии — особого физико-химического процесса селективного усвоения магмами вещества замещаемого субстрата, осложняемого эффектами кислотно-щелочного взаимодействия компонентов. При замещении сиалических пород магматизм приобретает «коровый» характер, сопровождаясь экстенсивным развитием гранитных магм (мигматитов, гранитных плутонов и др.); при замещении ультраосновных и карбонатных пород в магматизме проявляется щелочной уклон (щелочно-базальтовый, нефелинитовый, лампроитовый, кимберлитовый, карбонатитовый и др.). Автономное развитие магматизма (без существенного взаимодействия с окружающими породами) включает в себя полное флюидное плавление мантийного вещества с последующим его базит-гипербазитовым расщеплением и независимой эволюцией ультраосновного и основного расплавов путем кристаллизационной дифференциации, осложняемой жидкостным расщеплением остаточных расплавов.

Магматические горные породы кристаллизуются обычно в несколько этапов, наиболее ранние из которых относятся к глубинным очагам зарождения и первичной дифференциации магм, а заключительные — к тем магматическим телам, в которых происходит окончательная консолидация горных пород. В эффузивных и субвулканических породах ранний этап магматической кристаллизации представлен фенокристаллами (вкрапленниками), получившими название интрателлурических (глубинных). К ним относятся минералы, формирующиеся в условиях высокого литостатического давления, такие, как гранат, образующий вкрапленники в некоторых типах риолитов, дацитов, андезитов, базальтов и порфировых перидотитов. Интрателлурическую природу имеют и фенокристаллы водных минералов в эффузивах (биотит, базальтическая роговая обманка, изредка куммингтонит), кристаллизующиеся в условиях высокого флюидного давления.

Начало кристаллизации магм при их охлаждении в условиях данного флюидного режима определяется температурой ликвидусов, которая тем больше превышает температуру солидусов (конца кристаллизации), чем дальше состав магм отстоит от состава эвтектики. Магмы, соответствующие по составу эвтектикам, называются предельными, температуры их ликвидуса и солидуса со-

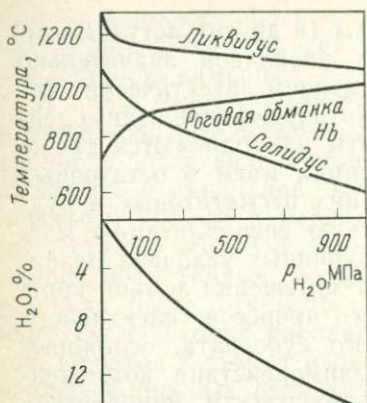


Рис. 64. Соотношения положения линий ликвидуса и солидуса для базальтов и область устойчивости базальтической роговой обманки. Дано также содержание воды в расплавах в зависимости от давления H_2O .

Символом *Hb* обозначено поле магматической кристаллизации роговой обманки

впадают. Составы реальных магм в той или иной степени отклоняются от эвтектических составов, температуры их ликвидусов обычно значительно превышают солидусные температуры, а раскристаллизация начинается с выделения минералов, избыточных по отношению к эвтектикам. Схема таких соотношений в условиях различного давления H_2O в базальтовых расплавах представлена на диаграмме (рис. 64). На нее нанесена также область устойчивости роговой обманки и намечено поле ее магматической кристаллизации (при содержании H_2O в базальтовых расплавах выше 4 %). Это поле магматической кристаллизации роговой обманки располагается ниже линии ликвидуса. Поэтому кристаллизация базальтовых магм обычно начинается с безводных минералов — оливина и пироксенов, к которым затем при соответствующем водном режиме (см. рис. 64) присоединяется роговая обманка.

Признаки флюидного давления устанавливаются в кислых эффузивных породах по наличию фенокристаллов водных минералов — биотита и изредка куммингтонита. Куммингтонитовые дациты и риолиты, в которых вместо обычного гиперстена содержатся фенокристаллы первичного магматического магнезиального куммингтонита, встречаются в ассоциациях с игнимбритами, например, в Новой Зеландии. Куммингтонит в них представляет интра-теллурическую фазу. Он кристаллизовался на глубине в условиях высокого флюидного давления и при соответственно умеренной температуре, как показано на рис. 65. На этой схеме для сравнения выделены поля устойчивости мусковита и эпидота (в кварцсодержащих породах). Как следует из графика, эти поля не совмещаются с областью устойчивости кислой магмы и, следовательно, эпидот и мусковит в отличие от куммингтонита не могут быть ортомагматическими в кислых породах. В гранитах и кислых вулканических породах они всегда имеют вторичное (постмагматическое) происхождение. Начало кристаллизации вулканических

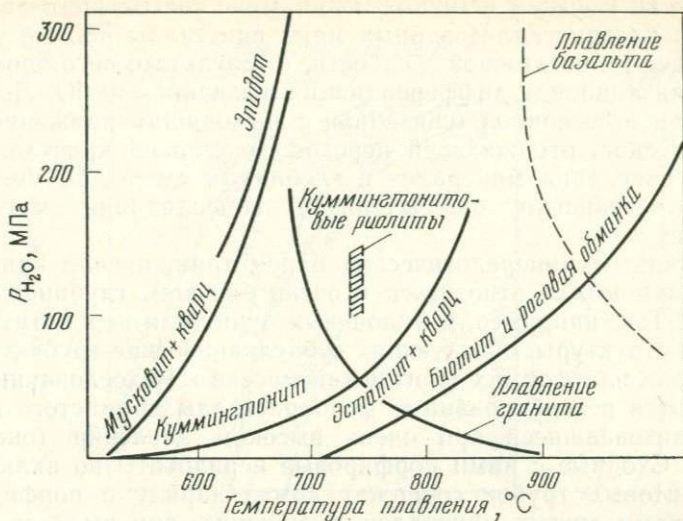


Рис. 65. Диаграмма сопоставления полей устойчивости водных минералов и расплавов гранитного и базальтового составов.

Условия кристаллизации куммингтонитовых риолитов обозначены по Г. Эварту и А. Грину

пород с образованием вкрапленников водных минералов отвечает высокому флюидному давлению в фации, переходной к плутонической. В вулканоплутонических ассоциациях минералы гранитов и гранодиоритов сходны обычно с вкрапленниками риолитов, дацитов и соответствующих им игнимбритов.

Гранат и водные минералы относятся к группе абиссафильных (образующихся на глубине и неустойчивых в условиях магматизма вблизи поверхности), при извержениях магм они подвергаются магматической резорбции (растворению в магмах) или разложению (замещению другими минералами с краев зерен с образованием характерных кайм — келифитовых, опацитовых и др.). Однако многие интрателлурические минералы (оливин, пироксены, полевые шпаты) остаются устойчивыми и в приповерхностных условиях, где может происходить дораствание возникших на глубине кристаллов, причем нередко с типичным изменением состава минералов, обусловленным снижением литостатического давления.

В интрузивных породах установление ранних интрателлурических минералов более затруднительно, так как реакции их замещения новообразованными минералами протекают в глубинных условиях полнее, чем в вулканической фации, где неустойчивые интрателлурические минералы сохраняются вследствие закалки.

Интрателлурические продукты глубинной кристаллизации широко представлены в ультраосновных интрузивных породах, внедряющихся в земную кору нередко в виде «кашеобразной» смеси кристаллов и остаточной жидкости (crystal mush), как отмеча-

лось еще Н. Боуэном в 1928 г. В динамике восходящего движения частично раскристаллизованных магм кристаллы обычно отстают от несущей их остаточной жидкости, в результате чего происходит кристаллизационная дифференциация, названная Ф. Ю. Левинсон-Лессингом ассессионной (связанной с восходящим движением) или анабатической, отражающей переход от условий кристаллизации первого поколения минералов в глубинных очагах до менее глубокой обстановки окончательной консолидации магматических тел.

По данным минералогической барометрии, начало кристаллизации магм может относиться к очень большим глубинам (более 150 км). Так, например, в пироповых дунитах и перидотитах порфировой структуры, образующих субвулканические трубчатые тела на щитах и платформах (Богемский массив в Чехословакии и др.), встречаются резорбированные фенокристаллы хромистого пироба, кристаллизовавшиеся при очень высоком давлении (около 4—5 ГПа). Сходные с ними порфиновые перидотиты во включениях кимберлитовых трубок содержат алмаз наряду с порфиновыми выделениями других минералов, возникших при высоких давлениях. В алмазоносных эклогитах кимберлитовых трубок также устанавливаются два этапа кристаллизации: глубокий (гранат, омфацит, корунд, алмаз, кианит) с соответствующим давлением порядка 5 ГПа и малоглубинный (плагноклаз, авгит, амфибол, вулканическое стекло), отвечающий завершению кристаллизации.

Совмещение в магматических горных породах продуктов кристаллизации магмы, образовавшейся в условиях различных фаций глубинности, называется телескопированием (по аналогии с телескопом или подзорной трубой в сложенном состоянии). Это совмещение отражает естественный процесс внедрения магм в земную кору или излияния их на поверхность Земли в той или иной мере в раскристаллизованном состоянии после одного или нескольких этапов их кристаллизации в глубинных магматических очагах.

В магматических породах совмещаются парагенезисы минералов, различные также по температуре кристаллизации, которая начинается при температуре ликвидуса и заканчивается при температуре солидуса. Различие в этих температурах варьирует от нуля (температуры солидуса и ликвидуса при эвтектическом составе магмы) до сотен градусов Цельсия (при значительном удалении состава от эвтектического). В случае зональности зерен минералов их ядерные части слагает высокотемпературный парагенезис минералов, выделившихся вблизи температуры ликвидуса, а внешние части кристаллов составляет более низкотемпературный минеральный парагенезис, отвечающий температуре солидуса.

Извержения обогащенных водой и другими летучими компонентами (флюидных) расплавов, частично раскристаллизованных на глубине в приближающихся к плутоническим условиям высокого флюидного давления при относительно умеренной темпера-



Рис. 66. Режим кристаллизации магм различного типа в вулканической (I) и плутонической (II) фациях.

Окончательная консолидация магм характеризуется сплошными линиями солидусов, начало кристаллизации основной магмы показано пунктирными линиями ликвидусов для восстановительных ($P_{O_2} = 10^{-10}$) и окислительных ($P_{O_2} = 10^{-3} - 10^{-5}$) условий, по данным Г. Холланда. Пижонитовым равновесием подразделяются условия завершения кристаллизации (солидус) базальтов пижонитового и гиперстенного типов, выделенных Х. Куно

туре (содержащие вкрапленники роговой обманки, биотита, куммингтонита), характеризуются термином *эксплозивный плутонизм* по Р. Гаррису. Этот термин хорошо отражает особую фацию вулканических пород (обычно стекловатых), формирующихся в режиме сильного переохлаждения расплавов, в котором совмещаются парагенезисы минералов, кристаллизовавшихся из магмы в условиях различного флюидного давления.

В обычных же условиях вулканическая и плутоническая фации изверженных пород четко различаются по флюидному режиму магматической консолидации. Вулканические системы в отличие от плутонических связаны с разломами, имеющими выход на дневную поверхность, что обеспечивает относительную легкость миграции из магм флюидных компонентов и соответственно более высокие температуры консолидации расплавов, свойственные режиму низкого флюидного давления (рис. 66). К этому выводу приводят наблюдения над вулканами, которые извергают магмы, очень богатые флюидными (газовыми) компонентами (H_2O , H_2 , CO_2 , CO , N_2 , CH_4 , HF , HCl и др.). Отделение газов от силикатных расплавов при извержениях и быстром застывании лав обычно фиксируется пористыми и пузыристыми текстурами, но в случае кислых лав, особенно склонных к стеклообразованию, может реализоваться возникновением особой (перлитовой) текстуры капиллярного концентрического характера, обусловленной своеобразным

«вспучиванием» стекла в ходе его образования. Вулканические стекла, и особенно их кислые разновидности, исключительно разнообразны по их текстурным особенностям (флюидальным, неясно полосчатым, отчетливо слоистым, эмульсионным и т. д.), что отражает неоднородность расплавов, в результате быстрого переохлаждения которых они возникают.

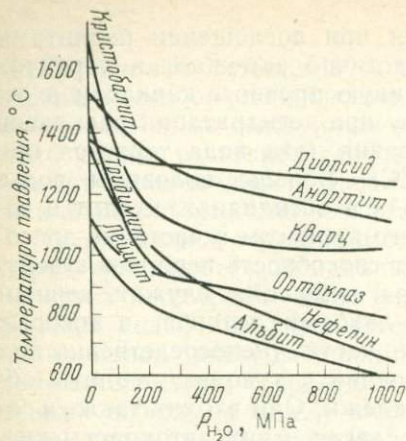
По первичной текстуре и содержанию воды в ряду стекловатых пород различаются обсидианы (бедные водой стекла плотной или пористой текстуры), пемзы (пенистые стекла с переменным содержанием воды), перлиты (стекла скорлуповатой и волосовидной капиллярной текстуры с количеством воды 3—4 %) и пехштейны (смоляные камни с содержанием воды 8—12 %). Помимо постепенных переходов между кислыми стеклами с различным количеством воды прослеживаются взаимоотношения, отражающие проявления в расплавах жидкостной несмесимости. Они выражаются ритмичным переслаиванием стекол или текстурами их каплевидного расщепления на богатую калием обычно более водную матрицу и заключенные в ней натриевые глобулы (состав их приводится в скобках (%)), данные 1963 г. Р. Т. Джрбашяна и М. А. Фаворской по лавам Армении): $\text{SiO}_2=68,2$ (67,84); $\text{TiO}_2=0,36$ (0,35); $\text{Al}_2\text{O}_3=18,23$ (17,72); $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,29$ (1,97); $\text{FeO}=0,15$ (0,56); $\text{MnO}=\text{сл.}$ (0,06); $\text{MgO}=1,44$ (0,14); $\text{CaO}=0,15$ (0,06); $\text{Na}_2\text{O}=0,47$ (7,99); $\text{K}_2\text{O}=5,40$ (1,97); $\text{H}_2\text{O}=4,31$ (1,97); $\text{F}=0,16$ (сл.).

Кислые расплавы всегда первоначально богаты водой, что доказывается наличием в них интрателлурических фенокристаллов водных минералов (обычно биотита). Это свидетельствует о высоком водном давлении, господствующем в магматических очагах, однако при подъеме к поверхности магмы подвергаются дегидратации, поэтому в продуктах их застывания (риолитах, обсидианах) воды содержится мало. Богатые водой стекла возникают в необычных режимах такого быстрого извержения лав и их застывания, при которых их дегидратация затрудняется развитием стеклообразования. Одновременность этих процессов создает в образующемся стекле особые напряжения и приводит к появлению перлитовой текстуры (капиллярных скорлуповатых отслоений, волосовидных каналов и т. д.). Происхождение этой своеобразной текстуры кислых стекол, имеющей эндогенную природу, непосредственно связывается с дегидратацией подвергающихся остеклованию кислых флюидных расплавов и представляет природное вспучивание стекол, понижающее их плотность. Благодаря капиллярной текстуре перлиты получают способность обмениваться водой с окружающей их средой (часть воды, потерянной ими при дегидратации, восполняется за счет метеорных и вадозных вод). При нагревании перлиты теряют воду, а при охлаждении поглощают ее из воздуха. В ходе первичной дегидратации, сопровождающей образование перлитов, кислые магмы теряют наряду с ювенильной водой множество других флюидных компонентов (Cl, F, CO_2 и

др.), которые уже не восполняются при поглощении перлитами метеорных вод. Метеорная вода частично замещает в перлитах только капиллярную воду, не связанную прочно с каркасом и отделившуюся в самостоятельную фазу при дегидратации расплавов в каналы и концентрические отслоения (эта вода теряется при нагревании перлитов до 100—200 °С). Больше половины воды, содержащейся в перлитах, и вся вода в обсидианах, входит в состав стекла. Она прочно связана с его каркасом в частично диссоциированном состоянии и определяет способность перлитов к испусканию при нагревании, благодаря чему они служат ценным технологическим сырьем. Помимо лавовых потоков, в которых перлиты занимают обычно верхние части (непосредственно под слоями пемзы), и игловидных внедрений в куполах, перлиты образуют дайки и субвулканические залежи. Они входят также в состав пирокластических накоплений, слагая в них литокласты кислых перлитовых туфов (на о. Милос в Греции), и нередко ритмично переслаиваются с риолитами. Этими условиями залегания подчеркивается эндогенная природа перлитов, исключая представления о них как о продуктах поверхностной гидратации обсидианов.

Отделение флюидов от магм в ходе снижения давления при экструзиях сопровождается их переохлаждением и ведет к образованию зональных кристаллов и вулканического стекла. Миграция флюидных компонентов из расплавов происходит дифференцированно вследствие их неодинакового химического сродства к силикатным расплавам (различной отделяемости от магм). Поэтому при переходе от плутонической фации к вулканической существенно изменяется не только флюидное давление, но и компонентный состав флюидов. Особенно ярко выражена более легкая отделяемость водорода относительно воды, вследствие чего с уменьшением глубинности и отделением флюидов содержание в них H_2 относительно H_2O (восстановленность флюидов) понижается. Этим обусловлено фаціальное различие пород по степени окисления элементов, которая значительно выше в вулканических породах по сравнению с плутоническими. Различие по температуре кристаллизации вулканических и плутонических пород отражает меру влияния флюидов на плавление составляющих их минералов. В отношении воды это влияние характеризуется диаграммой (рис. 67), на которой видно, что эффективность воздействия водного давления на температуру плавления минералов возрастает в последовательности: пироксен — кварц — ортоклаз — альбит — анортит — нефелин. Соответственно в вулканической и плутонической фациях значительно различаются по температуре образования породы, богатые минералами, расположенными в конце ряда. Поэтому самое эффективное флюидное воздействие прослеживается в нефелиновых породах, которые в вулканической фации отвечают очень высокой температуре кристаллизации — обычно

Рис. 67. Зависимость температуры плавления породообразующих минералов от давления H_2O



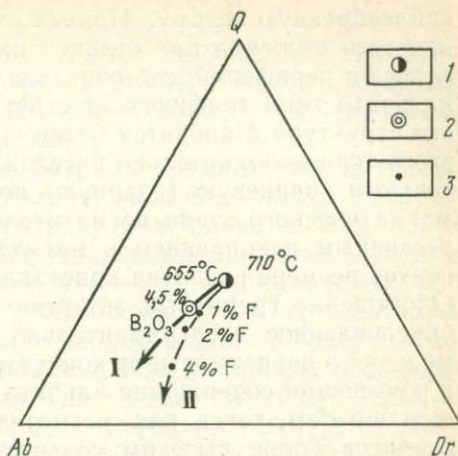
до 1200 (фонолиты) и 1400 °С (лейцитовые фонолиты и нефелиниты), а в плутонической фации температура их кристаллизации обычно невысока (600—750 °С). Значительно это различие для полевошпатовых пород (риолиты — граниты, трахиты — сиениты и др.), тогда как для пироксеновых пород (базальты — меланократовые габбро и др.) фактор глубинности не имеет столь важного значения.

Под воздействием флюидов изменяется не только температура кристаллизации пород, но и состав магматических эвтектик (предельных магм) и, следовательно, направления магматической эволюции. Состав эвтектик при флюидном воздействии обогащается теми минералами, на температуру плавления которых флюиды данного компонентного состава оказывают наиболее эффективное влияние. В отношении воды это рассматривалось выше (см. рис. 67): по возрастанию эффективности флюидного воздействия породообразующие минералы располагаются в ряд пироксен(оливин) — альбит — анортит — ортоклаз — нефелин, который отражает последовательность взаимного вытеснения минералов из магматических эвтектик с возрастанием водного давления. В результате при общем понижении температуры кристаллизации намечаются тренды магматической эволюции в сторону пород, все более обогащенных минералами, расположенными в конце ряда, т. е. наиболее подверженными флюидному воздействию: от габбро к анортозитам, от ийолитов к уртитам и др.

Эффективно влияют на температуру кристаллизации магм и их эвтектические составы многие другие компоненты флюидов, из числа которых рассмотрим бор и фтор. Воздействие их на кислые расплавы было выяснено в работе М. Пишивана и Д. Мэннинга (рис. 68). Оно отражает изменения эвтектического состава гранитов под влиянием этих компонентов. Наблюдается сравни-

Рис. 68. Тренды смещения гранитной (кварц-альбит-ортоклазовой) эвтектики с добавлениями в расплав (I) и фтор (II). По Д. Мэннингу и М. Пишивану:

1-3 — эвтектические составы при $P_{H_2O}=0,1$ ГПа (1 — без фтора и бора, 2 — с бором, 3 — с фтором). Минералы: Ab — альбит, Or — ортоклаз, Q — кварц



гельно слабая эффективность бора в этом отношении по сравнению с фтором (4,5 % B_2O_3 , примерно эквивалентно 1 % F). Однако оба компонента (бор и фтор) влияют на состав эвтектики водных магм однонаправленно, смещая ее в сторону альбита, и рост их содержания повышает растворимость в магмах воды, что усиливает эффект снижения температуры их кристаллизации. При этом магмы могут терять свойства идеальных растворов и подвергаться расщеплению, которое фиксируется сферолитовыми и игнимбритовыми текстурами в эффузивах, шаровыми текстурами в гранатах и может переходить в расслаивание гранитных тел (даек, силлов, лакколлитов), нередко ритмичное. В качестве примера рассмотрим ритмично расслоенную дайку, описанную О. П. Ивановым в 1970 г. в гранитном массиве Северной Якутии. Ритмичное строение этой дайки (тонкополосчатое в зальбандах и массивное в центральных частях) предположительно чередованием турмалиновых натровых и не содержащих турмалина, богатых фтором калиевых гранитов (их состав приводится в скобках, %): $SiO_2=70,47(69,65)$; $TiO_2=0,12(0,15)$; $Al_2O_3=16,00(16,22)$; $Fe_2O_3=2,51(0,91)$; $FeO=0,25(0,17)$; $MnO=0,10(0,06)$; $MgO=0,15(0,27)$; $CaO=1,39(1,26)$; $Na_2O=4,11(3,07)$; $K_2O=2,53(5,72)$; $H_2O=0,23(0,13)$; $S=0,06(0,02)$; $P_2O_5=1,01(0,17)$; $B_2O_3=1,08(0,02)$; $F=0,38(0,65)$; $Li_2O=0,11(0,21)$; $Rb_2O=0,07(0,20)$. В этом примере расщепленной гранитной дайки бор концентрируется в расплаве, более богатом натрием, железом, марганцем, а фтор — в расплаве с калием, рубидием и другими элементами, свойственными пегматитам.

Наглядные геологические представления о ликвационной природе пегматитовых расплавов дают наблюдения над шлировыми пегматитами, бескорневые изометрические тела которых имеют

каплеобразную форму. Пример такого пегматита относительно простого строения представлен на рис. 21. Это тело кристаллизовалось с периферии, где образовалась мелкозернистая кварц-ортоклазовая зона графической структуры. С удалением от контакта эта структура становится более грубозернистой. Внутренняя часть этого тела дополнительно расслоилась на существенно полевошпатовую и кварцевую (ядерную) породы. Это типичное завершение магматического этапа пегматитового процесса определяется прогрессивным накоплением в магматической камере летучих компонентов по мере развития кристаллизации пегматитовых расплавов. Обогащение гранитных эвтектик полевым шпатом (см. рис. 69), обусловленное экспериментально установленным трендом ее изменения в зависимости от концентрации бора и фтора, выражается в повышении содержания альбита по сравнению с калиевым полевым шпатом, тогда как пегматиты отличаются от материнских гранитов более высоким содержанием калия, например в пересчете на 100 % силикатических компонентов (в скобках приводится состав пегматита, %): $\text{SiO}_2=72,10(71,41)$; $\text{Al}_2\text{O}_3=14,30(16,23)$; $\text{Na}_2\text{O}=3,68(3,71)$; $\text{K}_2\text{O}=4,05(7,92)$. Эта специфика пегматитов достигается в ходе отщепления пегматитовых расплавов от гранитных магм.

Образование в пегматитах кварцевого ядра и полевошпатовой зоны представляет крайнее выражение расщепления кислых магм кварц-полевошпатового типа, которое прослеживается в шаровых гранитах и в сферолитовых риолитах, хотя обычно в менее контрастном выражении. Г. Розенбуш в гранитах Онтарио описывал многочисленные шары (от 2 до 20 см в поперечнике), богатые кварцем с турмалином и силлиманитом. Их состав относительно состава материнского гранита приводится ниже, (%): $\text{SiO}_2=78,83(81,43)$; $\text{Al}_2\text{O}_3=10,88(13,70)$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,63(1,58)$; $\text{Mg}=0,35(0,06)$; $\text{CaO}=0,22(0,37)$; $\text{Na}_2\text{O}=2,13(1,02)$; $\text{K}_2\text{O}=5,31(1,28)$; $\text{H}_2\text{O}=0,32(0,92)$.

Ритмично расслоенные каплевидные обособления описаны М. Г. Руб в 1969 г. в Приморье в кислых лавах, содержание фтора в которых достигает 7—8 % (р. Сандуган). Это плотные риолитовые порфиры палеозойского возраста с вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата и олигоклаза, погруженными в фельзитовую основную массу, содержащую в качестве аксессуарных минералов циркон, апатит, флюорит, а также касситерит, ксенотим, гранат, турмалин. Шары в риолитовых порфирах колеблются по размеру от 2 до 50 см в поперечнике и имеют концентрически-зональное строение, обусловленное чередованием существенно кварцевых сфер с полевошпатовыми. Породы богаты флюоритом, который концентрируется в матрице между сферами и в центре некоторых шаров. Сравнение состава риолитов (фельзитов) и содержащихся в них шаров (в скобках) определяет их закономерное различие по ряду компонентов (массовая доля, %): $\text{SiO}_2=$

=75,98(81,10); $TiO_2=0,08(0,13)$; $Al_2O_3=13,72(10,10)$; $Fe_2O_3=$
 $=0,84(0,13)$; $FeO=0,62(0,13)$; $Mg=0,12(0,34)$; $CaO=0,12(2,70)$;
 $Na_2O=0,25(2,80)$; $K_2O=6,44(1,30)$; $Li_2O=0,010$; $Rb_2O=0,045$;
 $Cs_2O=0,002$; $H_2O=1,80(1,09)$; $F=0,06$.

По этим данным шары богаче матрицы кремнеземом, натрием, кальцием и значительно беднее калием, железом и водой. Из элементов-примесей в шарах концентрируются олово и бор. Особенно показательна обогащенность шаров кремнеземом, которая может быть еще значительнее, как, например, в олигоценовых лавах в Приморье, описанных М. А. Фаворской в 1963 г., в которых каплевидные обособления богатых кварцем риолитов содержат до 85 % SiO_2 . Данные по ним приводятся ниже в скобках в сравнении с составом заключающих их риолитов (%): $SiO_2=$
 $=75,72(85,04)$; $Al_2O_3=13,94(10,11)$; $Fe_2O_3=0,73(0,01)$; $FeO=$
 $=0,05(0,29)$; $MnO=0,03(0,05)$; $Mg=0,02(0,05)$; $CaO=0,14(0,09)$;
 $Na_2O=5,60(2,47)$; $K_2O=3,26(1,40)$; $H_2O=0,79(0,97)$; $Cl=$
 $=0,03(0,04)$.

По наблюдениям над кислыми лавами ликвационная природа подобных ультракислых магм с содержанием кремнезема 80—90 % не вызывает сомнений. Она доказывается, как отмечалось М. А. Фаворской, закономерным соотношением состава шаровых обособлений и их материнских риолитов, в которых они находятся, четкими поверхностями раздела между шарами и цементом, наличием стекловатых и изотропных шаров, а в раскристаллизованных типах — явными признаками кристаллизации шаров от краев к центру и постоянно наблюдаемыми слияниями шаровидных обособлений. Ультракислые риолитовые расплавы в присутствии фтора и других минерализаторов при охлаждении распадаются на существенно полевошпатовые и кварцевые, дающие структуры ритмичного концентрического или полосчатого переслаивания. Аналогами этих ультракислых образований в субвулканической и плутонической фациях являются тела ритмично расслоенных гранит-порфиоров и гранитов, систематически встречающихся, как подчеркивалось М. М. Повилайтис, на месторождениях вольфрама, молибдена, олова, тантала и ниобия. Эти породы крайне богаты кремнеземом (до 90 %), фтором и содержат разнообразную аксессуарную минерализацию, представленную цирконом, апатитом, монацитом, рутилом, флюоритом, баритом, ортитом, магнетитом, гематитом.

В развитии гранитного магматизма они представляют поздние фазы внедрения, коррелируясь в этом отношении с жильной свитой массивов. Наблюдаемое в них кварц-полевошпатовое расслоение аналогично образованию внутренних зон в телах пегматитов. Небольшие интрузивы этих пород характеризуются наличием слоек, обогащенных кварцем (чисто кварцевых, а также с калиевым полевым шпатом, слюдой, топазом) и ритмично чередующихся с гранит-порфирами или гранитами вдоль контактов

Химические анализы (%) гранит-порфиров горы Бугдая в Казахстане (1—5) в сопоставлении с составом пегматовой эквекти (6)

Тип гранит-порфиров	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1. Ритмично расщепленный, концентрической структуры	80,64	0,06	9,89	Не обн.	2,12	0,03	Не обн.	0,39	2,93	3,94
2. Ритмично расщепленный, полосчатый	86,38	0,03	8,12	0,60	0,27	0,03	0,37	0,53	—	3,67
3. Тот же порфир без кварцевых полос	77,26	0,04	16,76	0,34	0,14	—	0,25	0,16	0,21	4,84
4. Тот же порфир, нерасщепленный из дайки	75,04	0,22	13,73	0,34	2,14	0,04	0,35	0,80	4,23	3,11
5. Тот же порфир, нерасщепленный, из штока	73,15	сл.	12,08	0,47	1,17	0,99	0,34	0,62	4,81	6,37
6. Пегматит (Вольнь)	71,34	—	16,35	0,36	—	—	—	0,39	3,81	7,75

Примечание. Анализы пересчитаны на безводное вещество.

интрузивных тел (даек и штоков, имеющих множество апофиз), а в центральных частях приобретают сложные концентрически - замкнутые конфигурации. Все структурные особенности пород свидетельствуют о направленной кристаллизации от контактов внутрь интрузивных тел ультракислых гранитов и об образовании их ритмичной кварц-полевошпатовой расслоенности в ходе консолидации массивов. Это относится и к кварцевым слойкам, возникшим при кристаллизации очень флюидных расплавов. Головки кристаллов кварца в них направлены внутрь интрузивных тел гранитов.

Формирование ультракислых гранитов идет параллельно развитию рудогенерирующей специализации гранитных массивов. Об этом можно судить по их тесному взаимоотношению с оруденением, состав которого коррелируется с петрографическими особенностями ультракислых гранитов, причем в отдельных случаях рудными телами являются сами интрузии ультракислых гранитов (месторождение Кароби). Как отмечал М. М. Повилайтис в 1979 г., с телами ритмично расщепленных гранит-порфиров связаны

месторождения молибден-вольфрамовой формации. Характеристика состава гранитов рассматриваемого типа (в целом и за вычетом кварцевых слоев) приводится в табл. 14. Гранит-порфиры, разделяющие в ритмичной полосчатости кварцевые прослойки, относительно бедны кремнеземом (71—77 %) и тем не менее содержат фенокристаллы кварца. Отделение от ультракислых магм почти чисто кварцевых расплавов показано на диаграмме (рис. 69) по петрографическим материалам. Оно обуславливается, по-видимому, обогащением расплавов солями щелочных металлов, отличающихся высокой растворимостью и способных значительно понижать температуру их кристаллизации. Повышение в этих расплавах содержания щелочных металлов должно увеличивать их сродство к рудным металлам в связи с образованием соединений типа Na_2WO_4 , Na_2MoO_4 и др., практически несмешиваемых с алюмосиликатными расплавами, и продукты их ликвационного отделения могут входить в отщепленные флюидные кварцевые расплавы и определять его рудогенерирующую специфику.

Ультракислые граниты (танталиты) являются с этой точки зрения материнскими породами кварцевых жил, отщепляющихся при кристаллизации соответствующих им флюидных расплавов. В них концентрируются соли щелочных металлов, тогда как в равновесных с ними гидротермальных растворах больше концентрируются кислотные компоненты, производящие при внедрении жил интенсивное выщелачивание окружающих пород. В высокотемпературном интервале выше критической температуры около 350°C сохраняется контрастная кислотно-щелочная дифференциация компонентов с концентрацией щелочей и рудных металлов во флюидном расплаве, а кислот — в равновесном с ним гидротермальном растворе. В ходе их внедрения в трещинные системы кислотный флюид как более подвижная фаза устремляется вверх и в стороны от трещинных зон, производя изменения вмещающих пород, а с плотной богатой рудными компонентами

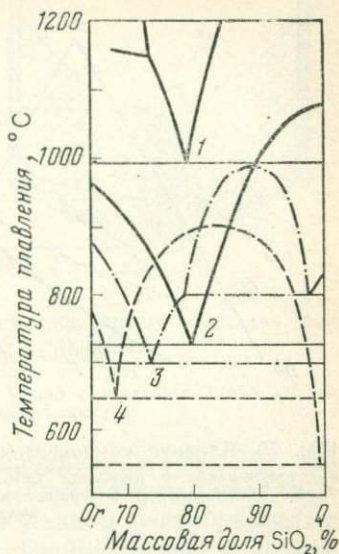


Рис. 69. Схема изменения диаграммы состояния кварц-полевошпатовой системы с переходом от условий вулканической фации низкого флюидного давления (1) к плутоническим условиям $P_{\text{H}_2\text{O}} = 100 \text{ МПа}$ (2) и пегматитовым силикатно-солевым флюидным расплавам на стадиях кристаллизации письменных гранитов (3 — пегматитовая эвтектика) и отщепления кварцевого ядра (4). Минералы: Or — ортоклаз, Q — кварц

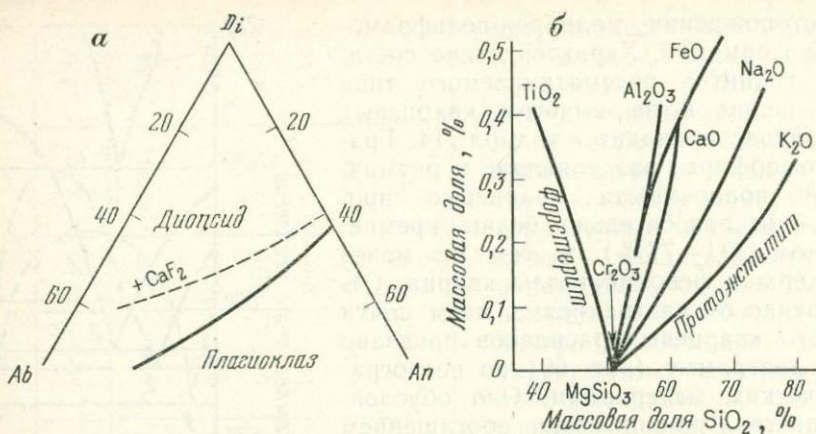


Рис. 70. Влияние компонентов различной основности на поля кристаллизации: а — плагиоклаза и диопсида (добавка фтора до кристаллизации флюорита) по данным А. М. Батановой [3]; б — форстерита и протоэнстатита (с добавлением различных компонентов) по данным И. Кусиро

фазой связывается формирование высокотемпературных богатых рудных залежей.

Общий принцип влияния различных компонентов на эвтектические составы магм в ходе усиления на них флюидного воздействия был сформулирован Д. С. Коржинским, определявшим его как эффект кислотно-основного взаимодействия компонентов. Согласно этому принципу, кислотные компоненты флюидов расширяют области кристаллизации минералов с относительно кислотными свойствами, а щелочные компоненты способствуют кристаллизации более основных минералов. Это наглядно выражено в рассмотренной выше гранитной системе. Добавление в нее фтора и бора (кислотные компоненты) способствует расширению области кристаллизации кварца — минерала более кислотного, чем полевые шпаты, в сторону которых смещаются эвтектические составы гранитов, образуя котектические линии. Проявление жидкостной несмесимости в магмах определяется спецификой влияния на них флюидных компонентов, значительно понижающих температуры их кристаллизации (с падением температуры магмы теряют свойства идеальных растворов) и смещающих их эвтектические составы в сторону сильно флюидных мономинеральных расплавов, между которыми происходит контрастное распределение компонентов и развиваются области магматической несмесимости. О широкой распространенности этих процессов в природе свидетельствуют извержения расщепленных лав (хондритовых, вариолитовых, сферолитовых, игнимбритовых). Здесь можно отметить эффективность флюидного воздействия на магмы, особенно при наличии в их составе компонентов, существенно понижающих температуры магматической кристаллизации и смещающих их эвтек-

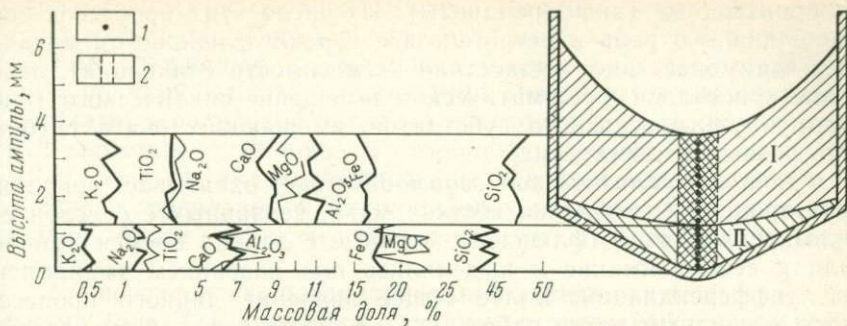


Рис. 71. Результаты экспериментального расслоения пикритового расплава под водно-водородным давлением $P=100$ МПа, $N_{H_2}=0.64$ при $T=1300^\circ\text{C}$ (выдержка 1 сут) [18]:
 I — стекло с закалочными кристаллами пироксена; II — стекло с одиновом; 1 и 2 — точки и ширина микрозондового определения состава

тические составы в противоположных направлениях (рис. 70), вызывающих одновременно эффекты их подкисления и ощелачивания. В конечном счете это связано с различной растворимостью компонентов в расплавах, на которые расщепляется исходная магма, в результате воздействия на нее флюидов сложного состава. Поэтому флюиды, сложенные разнообразными компонентами по их химическому сродству к петрогенным оксидам, более эффективно, чем однородные флюиды, стимулируют в магмах жидкостную несмесимость. Текстуры этой несмесимости (вариолитовые и др.) хорошо сохраняются при неравномерном распределении флюидных компонентов, так как при этом возникают расплавы различной вязкости, что способствует образованию капель более вязкого расплава (хондр, вариолей) в менее вязкой флюидной матрице. При образовании флюидных расплавов, сходных по вязкости, капельное расщепление легко трансформируется в магматическое расслаивание, нередко ритмичного характера. Примером может служить базит-гипербазитовое расслоение пикритовых магм, которое осуществляется экспериментально только под действием комплексных (водно-водородных) флюидов (рис. 71) ввиду различного отношения воды и водорода к базитовому и гипербазитовому расплавам. Это расслоение моделирует наиболее важную специфику строения расслоенных интрузивов.

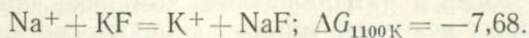
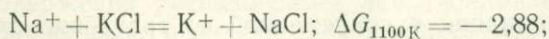
ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАГМ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Дифференциация в современной ее трактовке охватывает необычайно сложный и разнообразный комплекс процессов, в результате которых исходные магмы изменяют состав и возникают

их производные (дифференциаты). Из числа этих процессов особенно важную роль в петрогенезисе играют флюидно-магматическое взаимодействие, жидкостная несмесимость (ликвация), отделение кристаллов и магматическое замещение сиалического (кислого) и ультраосновного субстратов, вмещающих очаги глубинного развития магматизма.

Флюидно-магматическое взаимодействие охватывает широкий круг процессов изменения состава магм, связанных с отделением уплотненных газов (флюидов), которые с давних времен привлекали к себе внимание и выделялись под названием эманационной дифференциации. Более общее значение данного процесса стало очевидным после работ Д. С. Коржинского, обосновавшего представление о развитии магм во взаимодействии с потоками фильтрующихся через них (трансмагматических) флюидов. Д. С. Коржинский определял этот тип изменения состава магм как метамагматизм. Он выделялся также под названием «флюидная трансмагматическая дифференциация» [35]. Наиболее интенсивное его проявление связывается с очагами, развивающимися в условиях высокого флюидного давления. Наиболее слабое проявление флюидно-магматической дифференциации магм прослеживается в спрединговых структурах (срединно-океанических хребтах, эвгеосинклиналях, рифтовых структурах), в которых флюиды относительно легко мигрируют из магматических очагов и магматизм подвержен флюидному влиянию в наименьшей степени. Флюиды сохраняют в этих условиях в значительной мере свое первичное сильно восстановленное состояние и легко покидают расплавы, оказывая на них ограниченное воздействие, как об этом можно судить по обычному отсутствию в магматических породах водных минералов и богатых водой стекол (отсюда широко распространенное представление о «сухости» этого типа магматизма) и по низкому значению K/Na , свойственному ультраосновным (дунит-гарцбургитовым), основным и средним (базальтовым и исландитовым) породам этой формации, за исключением самых поздних кислых дифференциатов.

Величина K/Na является универсальным индикатором развития процессов флюидно-магматического взаимодействия. Она увеличивается в магмах при прохождении через них флюидов различного состава. К такому выводу приводит изучение распределения калия и натрия в равновесиях между силикатными расплавами и флюидами водного, фторидного, хлоридного, карбонатного и др. составов. Они упрощенно представляются серией обменных реакций между ионами металлов в расплаве и газовыми молекулами флюидов, например галогенидов [16] (ΔG_T , кДж):



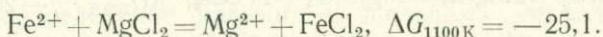
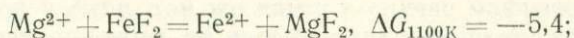
Отрицательная свободная энергия реакций отражает смещенность их вправо, обогащенность расплавов калием, а равновесных с ними фторидных и хлоридных флюидов — натрием. Эти расчеты показывают, что хлор и фтор способствуют извлечению из силикатных расплавов натрия и обогащению их калием, стимулируя эволюцию расплавов в сторону повышения в них величины K/Na . Этот эффект многократно усиливается при переходе от силикатных расплавов к алюмосиликатным, отличающимся значительно более высоким относительным химическим сродством к калию.

Универсальность рассматриваемой зависимости отражает диаграмма (рис. 72), характеризующая распределение калия и натрия между алюмосиликатным расплавом и соединениями щелочных металлов с кислородом, серой, водородом, хлором, фтором. Все эти флюидные компоненты ведут себя однотипно, отличаясь несравнимо более высоким относительным химическим сродством к натрию по сравнению с алюмосиликатными расплавами, в которых концентрируется калий.

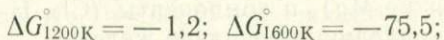
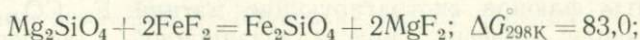
Магматические расплавы выступают, таким образом, как концентраторы калия относительно фильтрующихся через них флюидов. Поэтому переход от инициального магматизма к более зрелому неизменно сопровождается возрастанием в магматических породах значения K/Na в любых формационных рядах пород.

Показательна в этом отношении мигматизация. Она при обилии основных вулканитов в слоистых толщах вначале проявляется как плагиомигматизация (образуются мигматизированные плагиогнейсы, эндербиты и др.), но затем в ходе развития процессов плагиомигматиты неизменно вытесняются нормальными калиевыми мигматитами, в которых явно выражено замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом (образуются антипертиты замещения и др.).

В отличие от щелочных металлов железо и магний распределяются между силикатными расплавами по-разному. В зависимости от компонентного состава флюидов расплавы могут относительно обогащаться железом или, наоборот, магнием (ΔG_T , кДж):



Эти соотношения можно проследить по газовой-силикатным равновесиям силикатов магния и железа с газовыми гидридными молекулами (свободная энергия реакции дана в кДж):



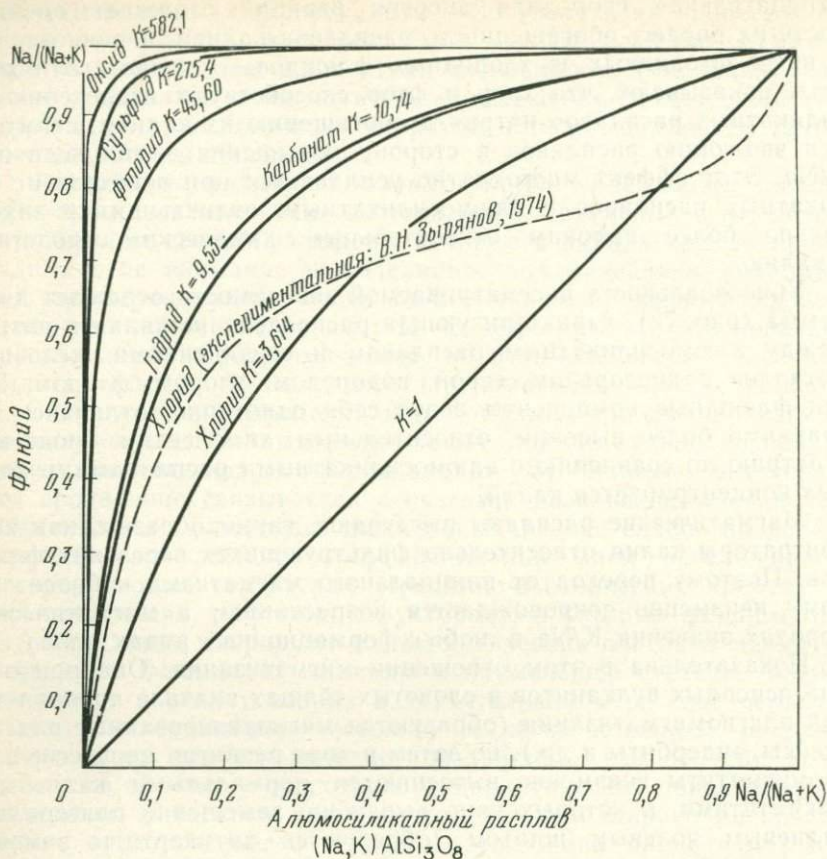
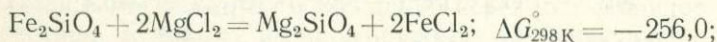


Рис. 72. Диаграмма распределения натрия и калия между алюмосиликатным (альбит-ортоклазовым) расплавом и оксидами, сульфидами, карбонатами, гидридами и хлоридами щелочных металлов по расчетным данным (для хлоридов приводятся также результаты экспериментов В. Н. Зырянова для температуры 1100 К)

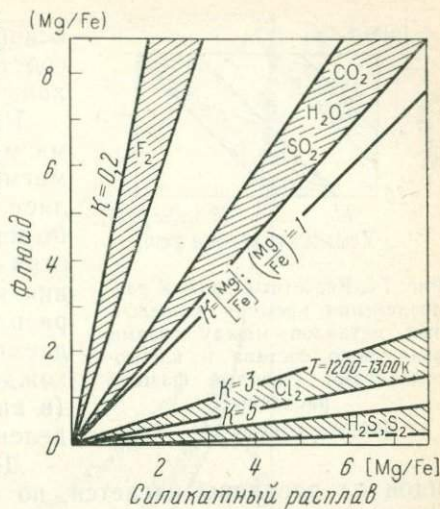


$$\Delta G_{1200\text{K}}^\circ = -185,4; \Delta G_{1600\text{K}}^\circ = -107,4.$$

На основе подобных расчетов на рис. 73 выводится принципиальная схема флюидно-магматического разделения железа и магния для флюидов различного состава, на которой выделяются компоненты флюида, экстрагирующие магний: F_2 , CO_2 , H_2O , SO_2 (усиливающие эффект кристаллизационной дифференциации в части значения Fe/Mg), и компоненты (Cl_2 , H_2S , S_2 и др.), препятствующие накоплению в расплаве железа.

Рис. 73. Логарифмированная форма диаграммы распределения компонентов между расплавом и флюидом (хлоридным Cl_2 и фторидным F_2).

В левом нижнем углу — схема распределения железа и магния между расплавом и флюидом различного состава: F_2 , CO_2 , H_2O , SO_2 (магнезиофильные компоненты флюида), Cl_2 , H_2S , S_2 (феррофильные компоненты флюида)



Из приведенных соотношений следует, что отделение от расплавов флюидов, богатых компонентами, подобными фтору (с высоким химическим сродством к магнию), должно способствовать повышению железистости расплавов и эволюции их в сторону гортонолитовых дунитов, ферробазальтов и феррогаббро, исландитов. В то же время отделение хлоритинных компонентов (с высоким химическим сродством к железу относительно магния) должно сопровождаться обратным эффектом и способствовать развитию нормальных щелочноземельных магматических серий горных пород умеренной и низкой железистости.

Важную петрогенетическую роль играет и химическое сродство летучих компонентов к кремнезему, которое в отношении фтора и хлора характеризуется диаграммой распространения компонентов в логарифмической форме (рис. 74), рассчитанной по галогенидно-алюмосиликатным равновесиям. Диаграмма показывает, что хлор и фтор, так же как и в случае мафических компонентов, противоположны по своему влиянию на флюидно-магматическое распределение кремния и щелочных металлов между расплавами и равновесными с ними флюидами. Аналогично хлору и фтору ведут себя многие другие компоненты, подразделяющиеся на диаграмме (рис. 75) на хлоро- и фторотипные.

Хлоридные флюиды в большей мере, чем фторидные, содействуют выносу из расплавов щелочных металлов, способствуя таким образом эволюции расплавов в сторону обогащения их кремнеземом и образования ультракремнекислых пород, таких, как тарантулиты. Фтор же, наоборот, проявляет относительно высокое химическое сродство к кремнию, в связи с чем отделение от расплавов фторидных флюидов должно приводить к повышению



Рис. 74. Расчетный график распределения кремния и щелочных металлов между газами различного состава и алюмосиликатами (твердые фазы и расплавы).

Цифры — температура, К

отношения щелочей к кремнию и способствовать развитию щелочного уклона в магматизме.

Рассмотренное изменение состава магм под влиянием потоков трансмагматических флюидов представляет одну из важных сторон флюидно-магматического взаимодействия, отражающую эффект фракционирования компонентов между силикатными расплавами и флюидами, сопровождаемого трансмагматическим прохождением флюидов через расплавы (в виде обособленной фазы) и их отделением.

Другая сторона воздействия флюидов на расплавы касается, по существу, противоположного эффекта растворения в них флюидных компонентов, которое сопровождается значительным понижением температуры их кристаллизации и изменением состава эвтектик, сильно влияющим на направление кристаллизационной дифференциации. Флюиды, особенно содержащие компоненты, смещающие эвтектические составы магм в противоположных направлениях, нередко способствуют понижению температуры кристаллизации и потере магмами свойств идеальных растворов. В результате в них развивается *жидкостная несмесимость (ликвация)*. В этом случае вступает в силу эффект фракционирования компонентов между жидкими фазами. Одна из них обособляется в виде жидкой эмульсии, капель, шлиров в другой фазе, образующей заключающую их матрицу. Этот тип магматического расщепления наглядно выражен в метеоритах и горных породах их хондритовыми, вариолитовыми, сферолитовыми и шаровыми текстурами. Другая форма проявления жидкостной несмесимости — расслоенность расплавов, обособление их в виде слоев, нередко находящихся в ритмичном переслаивании.

Ритмичный характер магматической расслоенности особенно наглядно отражает отклонение магматических систем с жидкостной несмесимостью от условий равновесия (например, за счет быстрого охлаждения), так что слои расплава не успевают изменять свой состав в результате реакции с равновесными с ними жидкостями (соседними слоями или матрицей, вмещающей капли), попадают в область несмесимости и подвергаются дальнейшему расслаиванию. Это может повторяться многократно и приводит к тонкому ритмичному расслоению магм, ярко представленному во многих гипабиссальных, относительно быстро консолидировавшихся массивах.

Специальные экспериментальные исследования, моделирую-

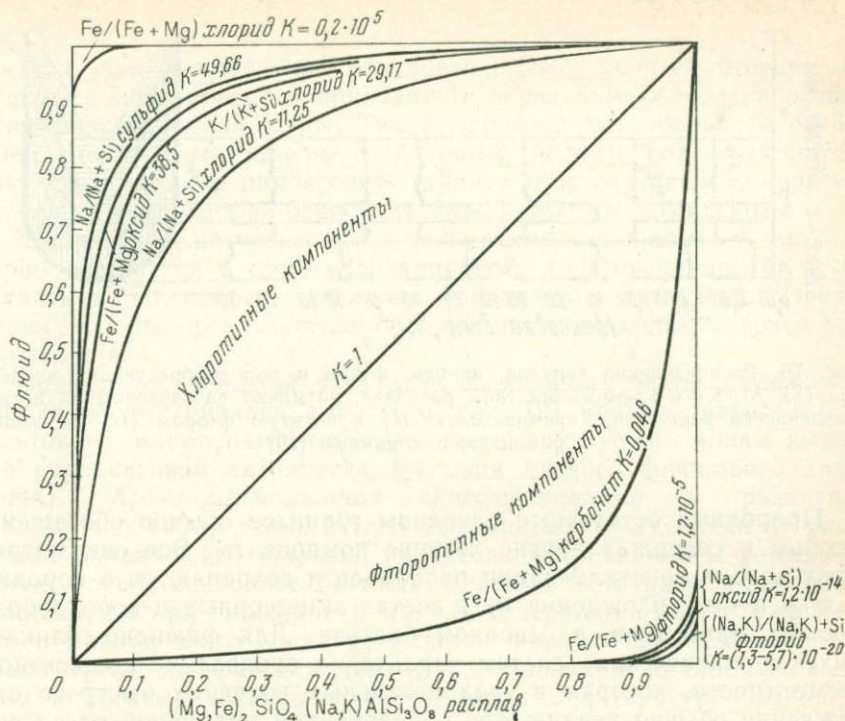
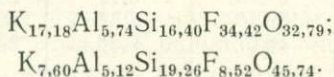


Рис. 75. Диаграмма распределения металлов между силикатными расплавами и флюидами, компоненты которых подразделяются на хлор и хлоротипные, фтор и фторотипные

шие это явление, проводились [19] с добавкой к алюмосиликатным расплавам фторида калия и кремния (гидратита $K_2 SiF_6$). В процессе двойной выдержки при температурах 1300 и 950 °C фторидный алюмосиликатный расплав подвергся ритмичному расслаиванию, которое отражает условия быстрого охлаждения ликвирующих расплавов и проявление расслаивания магм нескольких порядков. В этих экспериментах добавка щелочных фторидов ($K_2 SiF_6$) имитировала флюидное воздействие на магмы в природных системах. Расслоение расплавов при быстром охлаждении в интервале 1300—950 °C, приобретающее ритмичный характер, сопровождается собирательной концентрацией тантала и ниобия (рис. 76) [19].

Состав сосуществующих ритмично переслаивающихся расплавов (табл. 15) характеризуется следующими формулами, рассчитанными на $F_2 + O = 50$:



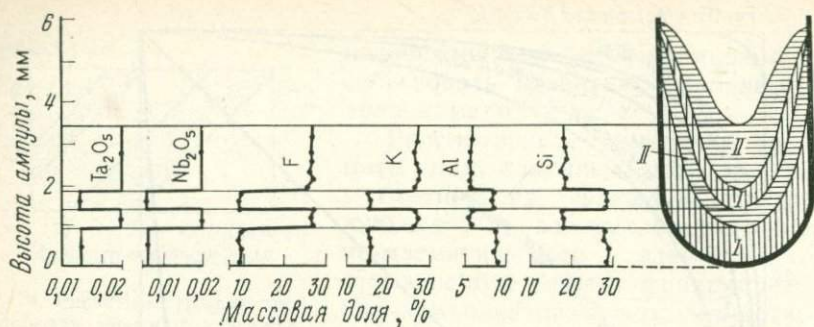


Рис. 76. Распределение тантала, ниобия, фтора и порообразующих элементов (Si, Al, K) в алюмосиликатном расплаве, ритмично расслоенном на несмешивающиеся жидкости — кремнекислую (I) и богатую фтором (II) по экспериментальным данным [19]

Природные остаточные расплавы гранитов обычно обогащены фтором и содержат другие летучие компоненты. Все они мигрируют в ходе кристаллизации расплавов и сохраняются в породах только в меру вхождения их в состав аксессуарных и порообразующих минералов, в основном биотита. Для флюидно-силикатных (магматических) систем характерно проявление жидкостной несмесимости, которая в гипабиссальных условиях быстрого охлаждения обычно реализуется образованием ритмичной расслоенности расплавов, возникающей в результате отклонения от равновесных соотношений сосуществующих расплавов. В этом смысле ритмичная расслоенность гипабиссальных массивов также естественна, как образование в магматических породах зонального строения зерен порообразующих минералов (плагноклаза и др.). Каждый из возникающих расплавов попадает вследствие быстрого охлаждения в область магматической несмесимости и подвергается дальнейшему расслоению такого же, в общем, ха-

Таблица 15

Состав исходного расплава (%) и продуктов его расслоения в платиновых ампулах при $T = 1300^{\circ}\text{C}$ на два слоя А и Б и последующего расслоения каждого из них на слои I и II при $T = 950^{\circ}\text{C}$ с образованием ритмичной текстуры [см. рис. 76]

Температура, °C	Стекло	Si	Al	K	O	F
1300	Исх.	24,22	6,40	21,48	30,03	17,87
	А	26,95	7,00	18,38	35,63	12,04
	Б	20,13	6,19	25,77	23,39	24,52
950	I	29,10	7,42	16,00	38,80	8,68
	II	18,67	6,28	27,24	21,28	26,53

рактера, как и первичное расслоение. Этот процесс может повторяться многократно и приводить к образованию нередко очень тонкого чередования слоев. Такой характер расслоенности свойствен сиенитовым, нефелин-сиенитовым, нефелин-сиенит-ийолитовым (уртитовым), пироксенит (дунит)-анортозитовым, пироксенит-дунитовым, габбро-перидотитовым и другим комплексам.

Жидкостная несмесимость в магматических системах закономерно сочетается с кристаллизационной дифференциацией, проявляясь в остаточных расплавах (обедненных магнием), извержения которых реализуются образованием вариолитов (расщепленных лав).

Пример соотношений этих двух важнейших типов дифференциации рассматривался выше (см. рис. 19) применительно к базальтовому магматизму, свойственному структурным зонам высокой спрединговой активности (условия низкого флюидного давления). *Кристаллизационная дифференциация* в развитии базальтовых серий данного типа выражалась в отделении от расплавов оливина, плагиоклаза, пироксена и приводила к формированию пород, все более богатых железом и титаном (ферробазальтов), но при снижении в магмах содержания MgO ниже 3—4% в магмах этого типа проявляется жидкостная несмесимость. Такой тренд дифференциации (с образованием крайне железистых и богатых титаном магм) получил в литературе название Скаергаардского (по названию расслоенного интрузива в Гренландии, в котором он проявлен в крайнем выражении). Он обусловлен низкой щелочностью и высокой восстановленностью расплавов, исключаяющей кристаллизацию магнетита, а также низким флюидным давлением, благодаря чему жидкостная несмесимость в них относительно подавлена и проявляется только при крайней обедненности магнием. На диаграммах $(K+Na)-(Fe+Ti)-Mg$ (рис. 77) этот ферробазальтовый тренд кристаллизационной дифференциации магм приводится в соответствие с другими трендами более флюидного развития магматизма: известково-щелочным (андезитовым) и щелочными (трахитовым, фенолитовым и др.).

В их развитии происходило отделение от магм более железистых силикатов, а также магнетита, ильменита, что редуцировало накопление в остаточных магмах железа и титана и определило иные направления дифференциации, обусловленные отделением кристаллов. Все они заканчиваются развитием жидкостной несмесимости в остаточных бедных магнием расплавах, но в более флюидных системах (андезитовых, щелочных) области распада значительно шире.

Кристаллизационные тренды (на подходе к областям несмесимости) представляют большое разнообразие. Они отражают направления котектических линий в магматических системах, которые радикально изменяются при переходе от относительно

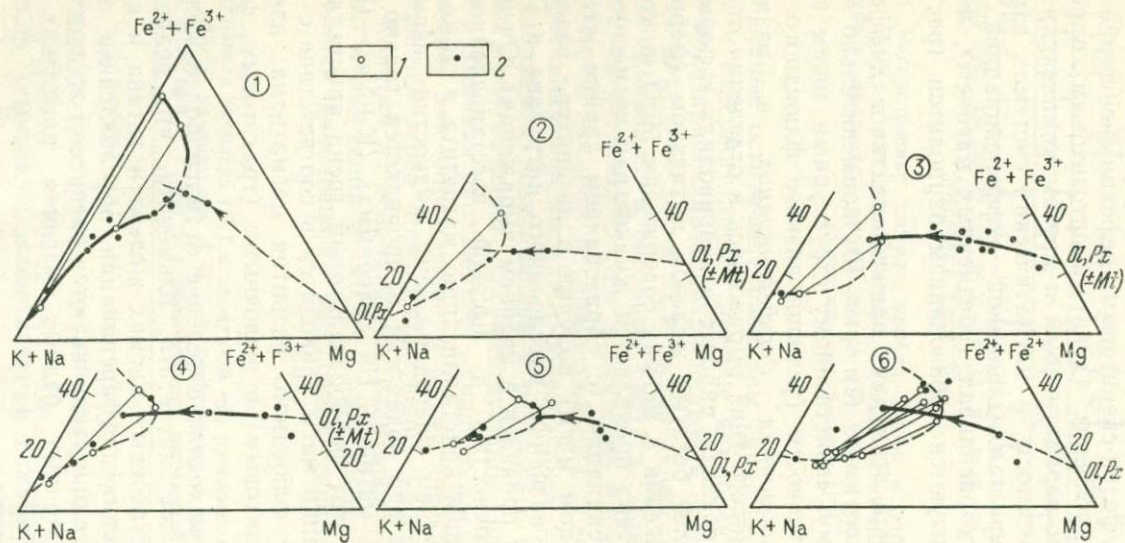


Рис. 77. Треугольные петрохимические диаграммы атомных отношений ($K+Na-Fe+Ti-Mg$) вариолитов (1) и магматических серий (2) нормальной (цифры в кружках: 1 и 2) и повышенной щелочности (3—6):

1 — ферробазальт-исландитовая серия (вулкан Тингмули в Исландии); 2 — андезитовая серия (Южно-Эгейская дуга); 3—6 — базальтовые и щелочные лавы (3 — Гавайских островов, 4 — Таити и Кергелена, 5 — Уганды в Африке, 6 — Меймеча-Котуйской провинции на Сибирской платформе). Стрелками намечены тренды изменения составов магм, связанные предположительно с фракционированием оливина (Ol), пироксенов (Px) и магнетита (Mt). Пунктиром околочены области расщепления остаточных расплавов по соотношениям составов вариолей и матрицы в вариолитах соответствующих типов щелочности

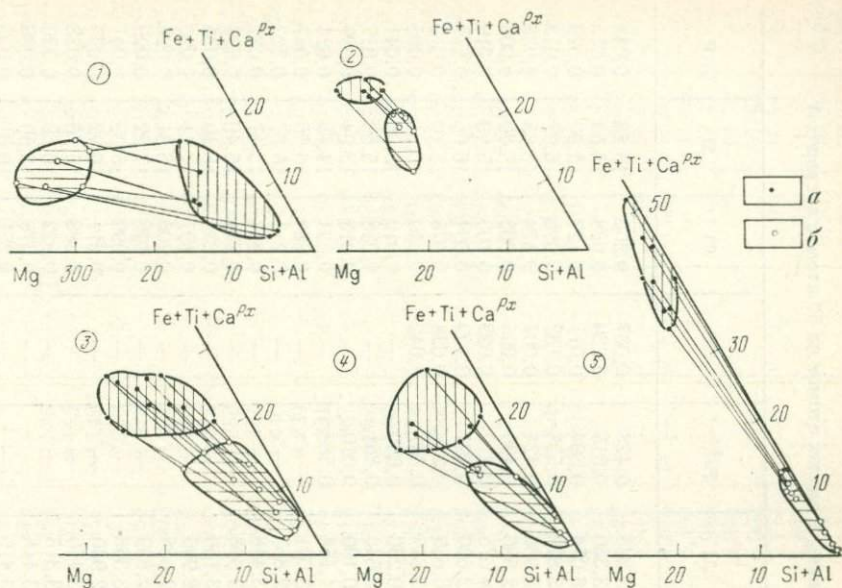
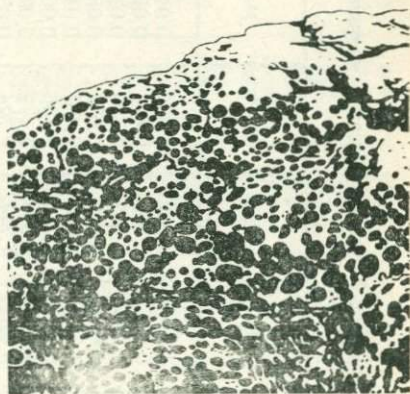


Рис. 78. Главные типы вариолитов и аналогичных им расщепленных магматических пород (цифры в кружках):

1 — норит-ортопироксенитовый (лейкократовые нсриты с шарами битовнитовых ортопироксенов, Бушвельдский массив); 2 — коматитовый; 3 — базальт-фонолит-трахитовый; 4 — базальт-андезит-риолитовый; 5 — ферробазальт-исландит-риолитовый; а — матрица, б — вариолиты в эффузивах и шаровые обособления в интрузивных породах

Рис. 79. Шары плагиоклазового (битовнитового) ортопироксена (размер 2—5 см) в лейкократовом кварцевом норите в контактовой зоне Бушвельдского расслоенного интрузива (схематическая зарисовка по фотографии), анализы см. в табл. 16



«сухих» базальт-ферробазальтовых силикатных систем к более флюидно-силикатным (андезитовым, щелочным), развивающимся в глубинных условиях под более значительным флюидным давлением. Этот переход связывается со сменой режима растяжения

Главные типы вариолитов (нечетные номера — матрицы, четные — вариоли; в числах атомов на 50 атомов кислорода)

№ п/п	K	Na	Ca	Fe ²⁺	Mn	Mg	Al	Fe ³⁺	Cr	Ti	Si	P
1	0,313	1,634	3,262	2,356	0,048	2,464	5,338	0,424	0,007	0,203	15,85	0,048
2	0,491	0,831	1,867	2,861	0,073	6,117	3,330	0,515	0,239	0,088	16,03	0,015
3	0,313	1,630	3,022	1,700	0,037	2,406	6,074	0,304	0,011	0,127	15,97	0,029
4	0,782	0,634	1,728	3,087	0,084	6,655	2,819	0,555	0,182	0,098	16,07	0,018
5	0,338	1,589	2,968	3,392	0,043	2,840	5,086	0,424	0,007	0,174	16,03	0,038
6	0,212	0,293	2,973	2,755	0,062	7,056	2,830	0,499	0,095	0,065	15,80	0,005
7	0,341	1,423	2,719	1,172	0,029	2,864	6,575	0,212	0,023	0,103	15,93	0,019
8	0,202	0,473	1,774	2,724	0,054	7,730	2,620	0,491	0,139	0,094	16,06	0,077
9	0,307	1,466	2,935	1,209	0,032	3,018	6,639	0,216	0,023	0,078	15,70	0,012
10	0,244	0,666	1,915	1,865	0,040	7,199	3,847	0,337	0,042	0,069	16,01	0,005
11	0,044	1,427	4,638	0,253	0,004	0,860	10,230	0,060	—	0,010	13,96	0,041
12	0,011	0,264	1,691	1,688	0,048	10,020	2,543	0,861	—	0,038	15,58	0,017
13	0,100	1,320	4,548	0,381	0,027	1,019	10,190	0,010	—	0,013	13,94	0,039
14	0,058	0,330	2,652	1,413	0,036	8,811	4,154	0,588	—	0,034	14,78	0,028
15	0,101	0,518	2,364	3,149	0,049	6,709	3,071	—	—	0,259	16,06	0,067
16	0,040	1,143	2,288	2,470	0,036	5,425	2,867	—	—	0,217	16,57	0,203
17	0,087	0,538	2,656	3,333	0,047	7,523	3,448	—	—	0,253	15,17	0,037
18	0,152	0,673	2,161	2,834	0,040	6,202	3,308	—	—	0,254	16,40	0,027
19	0,066	0,918	2,109	3,091	0,044	6,796	3,130	—	—	0,234	16,10	0,036
20	0,041	0,750	2,207	2,494	0,037	5,702	2,995	—	—	0,197	17,11	0,020
21	0,074	0,527	2,653	3,055	0,038	6,811	2,688	—	—	0,206	16,31	0,028
22	0,052	1,380	2,376	2,316	0,037	5,330	2,869	—	—	0,198	17,22	0,029
23	0,094	0,707	2,589	3,226	0,039	7,197	3,368	—	—	0,299	15,39	0,041
24	0,045	0,937	2,474	2,395	0,032	5,864	2,930	—	—	0,211	16,92	0,030
25	0,050	0,429	2,130	3,370	0,049	6,923	3,476	—	—	0,288	15,76	0,033
26	0,046	0,812	2,127	2,772	0,038	5,926	3,316	—	—	0,222	16,60	0,030
27	0,086	0,622	2,347	3,252	0,047	7,030	3,418	—	—	0,276	15,59	0,036
28	0,046	1,038	2,371	2,646	0,038	6,057	3,416	—	—	0,251	16,31	0,035
29	0,135	0,699	2,431	3,069	0,035	6,640	3,288	—	—	0,214	15,99	0,023
30	0,075	1,653	1,131	2,205	0,023	4,896	3,393	—	—	0,208	17,15	0,023
31	0,089	0,601	4,040	3,266	0,062	6,269	2,364	0,536	—	0,189	15,64	—
32	0,100	2,953	3,425	1,195	0,038	3,156	3,629	0,163	—	0,158	17,32	—
33	0,506	1,347	3,758	2,906	0,056	5,130	5,225	0,149	—	0,871	13,53	0,140
34	0,648	1,909	3,267	1,222	0,026	3,220	5,727	0,023	—	0,573	15,43	0,134
35	0,898	2,048	4,047	1,499	0,054	3,913	5,168	2,023	—	0,915	13,02	0,135
36	1,613	3,709	2,181	0,825	0,052	1,609	7,307	0,626	—	0,324	14,99	0,052
37	0,762	1,770	3,473	2,685	—	3,285	5,193	0,663	—	0,923	14,19	0,106
38	0,278	3,626	3,406	0,756	—	0,743	5,986	0,328	—	0,187	16,54	0,079
39	0,829	2,269	4,144	1,468	0,055	3,053	5,554	1,883	—	0,978	13,03	0,220
40	1,484	2,851	2,264	0,819	0,051	1,004	7,363	0,437	—	0,460	15,43	0,077
41	0,643	2,810	3,038	2,003	—	2,443	5,755	1,446	—	0,853	13,73	0,320
42	0,369	4,384	1,180	0,703	—	0,777	6,148	0,239	—	0,261	17,30	0,098
43	0,950	3,130	3,525	1,402	0,078	1,897	6,145	1,331	—	0,840	13,75	0,262
44	1,386	4,273	1,605	0,712	0,049	0,481	7,513	0,287	—	0,442	15,83	0,024
45	0,829	2,964	4,286	1,469	0,082	2,133	6,017	1,957	—	0,856	12,81	0,330
46	1,305	4,207	2,725	0,804	0,078	0,971	7,127	0,980	—	0,746	14,39	0,078
47	0,280	2,919	2,486	2,518	0,053	1,122	5,248	0,778	—	0,637	15,58	0,292
48	1,251	2,344	0,903	0,446	0,023	0,125	3,809	0,042	—	0,042	20,38	0,023
49	0,613	2,828	5,367	3,137	—	4,324	5,483	—	—	0,536	12,33	0,589
50	0,850	4,303	3,395	1,622	—	2,048	7,505	—	—	0,293	13,93	0,257
51	1,323	1,701	4,249	3,830	—	2,840	5,916	—	—	1,092	13,25	—
52	3,994	1,250	0,427	1,052	—	1,006	7,814	—	—	0,161	16,42	—
53	0,425	2,303	3,339	1,817	0,047	4,692	5,155	0,838	—	0,459	14,01	0,318
54	2,928	3,549	0,747	0,145	0,024	0,519	6,745	0,103	—	0,087	17,43	—
55	1,226	2,691	2,284	7,760	0,063	1,629	7,793	—	—	—	12,30	—
56	0,644	3,002	1,424	2,003	—	0,680	4,582	—	—	—	18,59	—
57	1,079	0,967	2,866	2,322	0,050	3,301	4,811	—	—	0,375	16,23	—
58	0,469	2,102	2,360	1,740	0,029	2,134	4,508	—	—	0,340	17,50	—
59	0,998	1,331	3,141	3,746	—	3,366	6,409	—	—	—	14,48	—
60	0,855	1,497	2,860	2,096	—	1,802	4,988	—	—	—	17,36	—
61	0,949	1,352	3,143	4,340	—	3,385	5,899	—	—	—	14,56	—
62	0,491	1,209	2,872	2,175	—	1,724	5,003	—	—	—	17,43	—
63	0,003	0,203	4,077	3,170	—	1,788	5,774	—	—	0,254	15,84	—
64	0,132	2,602	0,530	0,265	—	0,003	3,894	—	—	0,210	20,78	—
65	0,275	2,866	2,443	2,990	0,052	1,104	5,158	—	—	0,626	15,31	0,285
66	1,285	2,336	0,900	0,442	0,023	0,126	3,797	—	—	0,043	20,31	0,023

Продолжение табл.

№ п/п	K	Na	Ca	Fe ²⁺	Mn	Mg	Al	Fe ³⁺	Cr	Ti	Si	P
67	0,019	0,797	3,283	3,555	—	0,666	4,313	—	—	0,459	17,34	—
68	0,068	2,299	1,235	0,563	—	0,060	3,486	—	—	0,196	20,66	—
69	0,003	0,191	1,586	3,566	—	4,434	5,352	0,551	—	0,303	15,39	0,027
70	0,003	3,014	0,776	0,374	—	0,265	4,028	0,070	—	0,158	20,28	0,015
71	0,251	1,320	3,416	5,763	0,124	1,371	2,752	—	—	0,967	15,14	0,875
72	0,531	1,604	0,922	2,226	0,021	0,281	3,557	—	—	0,213	19,77	0,064
73	0,048	1,009	3,720	5,584	0,243	0,928	2,781	—	—	1,840	14,58	0,786
74	0,283	1,179	1,223	1,691	0,035	0,339	3,466	—	—	0,574	19,66	0,122
75	0,315	1,138	3,229	6,472	0,097	1,067	2,761	—	—	0,985	13,92	1,774
76	0,371	1,525	1,261	1,353	0,034	0,377	3,802	—	—	0,415	18,91	0,395
77	0,083	0,996	4,003	7,196	0,141	1,224	2,363	—	—	0,859	13,13	2,147
78	0,554	1,124	1,171	1,847	0,044	0,274	3,588	—	—	0,247	19,70	0,214
79	0,106	1,362	3,483	7,912	0,166	1,077	2,645	—	—	1,095	14,46	0,611
80	0,351	1,750	1,226	2,375	0,055	0,414	3,690	—	—	0,318	18,99	0,286
81	0,210	1,518	3,647	8,682	—	0,150	3,165	—	—	0,817	15,13	—
82	1,362	2,286	0,148	0,459	—	0,076	4,196	—	—	1,059	20,53	—
83	0,044	0,276	3,269	10,940	0,179	0,420	1,377	—	—	1,039	15,32	0,088
84	0,436	2,154	0,733	1,144	—	—	4,131	—	—	0,127	20,18	—
85	0,147	—	4,246	11,060	0,098	0,293	1,018	—	—	1,120	13,98	0,996
86	0,326	1,658	0,428	0,619	—	—	3,999	—	—	0,042	20,90	0,024
87	0,184	0,110	4,030	9,670	0,095	0,410	2,240	—	—	1,110	14,82	0,170
88	2,335	0,070	0,470	0,690	0,012	0,030	3,700	—	—	0,140	20,84	0,035

подвижных зон режимом их сжатия и сопровождается возрастанием флюидного давления с соответствующими расширением областей кристаллизации железистых фаз (силикатных, магнетитовых, ильменитовых), так что магнезиальность остаточных расплавов повышается, что выражается на диаграммах выполаживанием трендов кристаллизационной дифференциации магм и коррелируется со стабилизацией жидкостной несмесимости в остаточных расплавах, которая расширяется с ростом флюидного давления с охватом все более магнезиальных составов магм. Такой вывод следует из диаграмм и подтверждается графическим сопоставлением вариолитов. Последние в базальт-ферробазальтовых комплексах представлены крайне железистыми типами, а в базальт-андезитовых и щелочных ассоциациях широко варьируют по железистости.

Сводки по составу вариолей и матрицы вариолитов даны в табл. 16 и на диаграммах (рис. 78), на которых выделяется пять типов, отвечающих главнейшим трендам этой собственно магматической дифференциации [33, 39]. Первые два находятся в плане мафит-ультрамафитового расслоения массивов, играющего важную роль в их строении. Этим расслоением, отчасти отраженным на рис. 79, породы массивов подразделяются на две серии: серию пород известкового перидотит-пироксенит-эвкритового ряда и серию габбро-норитовых пород нормального щелочно-известкового ряда.

Шаровые текстуры, фиксирующие процесс магматического расщепления, сохраняются в массивах крайне редко вследствие низкой вязкости ультрамафитовых расплавов. Пример такой текстуры описан в краевой части Бушвельдского массива в породах основания платиноносного рифа Меренского и представлен шарами ортопироксенитов в лейкократовых норитах (см. рис. 79). Эти шаровые породы использовались, по данным П. Вагнера, при прослеживании платиноносного горизонта Меренского, сложенного пироксенитами, и фиксируемое ими магматическое расщепление несомненно играло важную роль в его образовании. Оно отражает мафит-ультрамафитовый тренд расслоения массивов, связанный с воздействием на промежуточные (пикритовые и др.) магмы водно-водородных флюидов. Этот тренд принципиально отличается от трендов более позднего расслоения остаточных базитовых магм, представляющих ферробазальт-исландитовый (рис. 80), базальт-андезитовый (рис. 81) и щелочной базальт-трахитовый (рис. 82) тренды собственно магматической (ликвационной) дифференциации магм.

Рассмотренные диаграммы наглядно демонстрируют *комплексность магматической дифференциации*, обусловленность ее по крайней мере двумя процессами — кристаллизационной дифференциацией (отделение кристаллов) и проявлением жидкостной несмесимости. Они показывают также зависимость того и другого

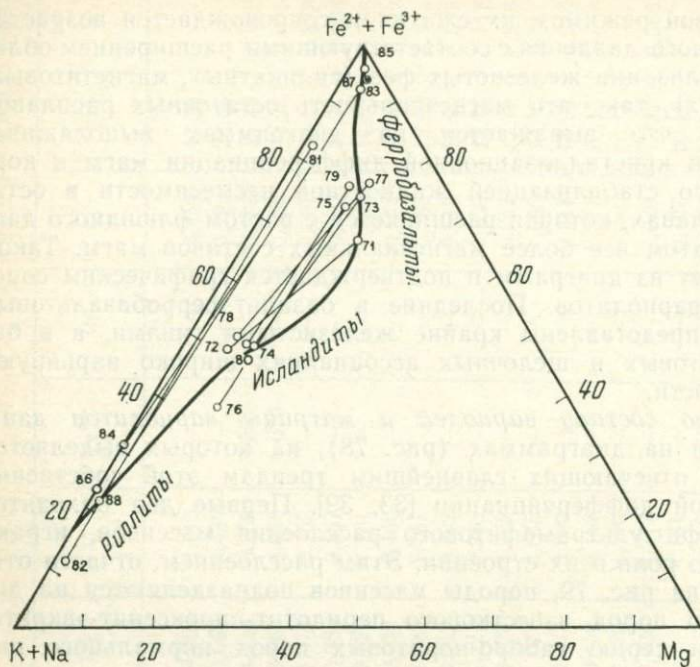


Рис. 80. Петрохимическая диаграмма вариолитов (расщепленных лав) и остаточных интерстиционных стекол ферробазальт-исландит-риолитового типа. Номера анализов соответствуют табл. 16

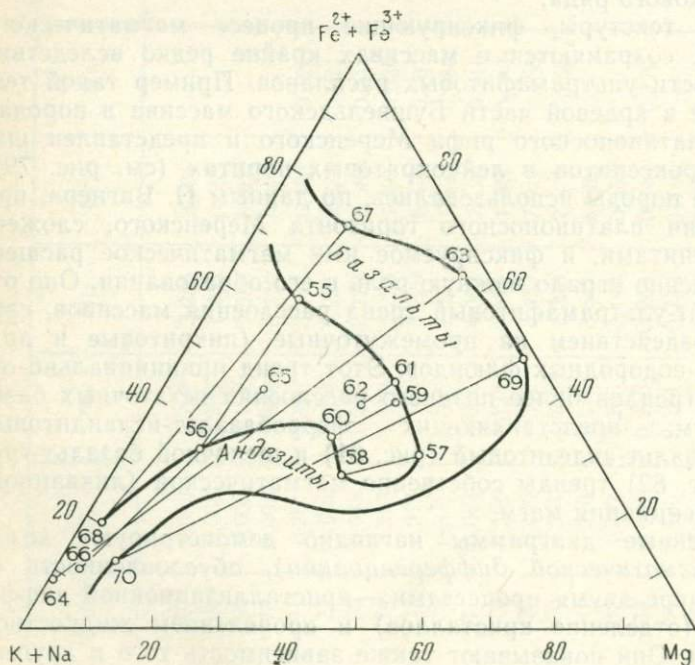


Рис. 81. Петрохимическая диаграмма вариолитов базальт-андезит-риолитового типа. Номера анализов соответствуют табл. 16

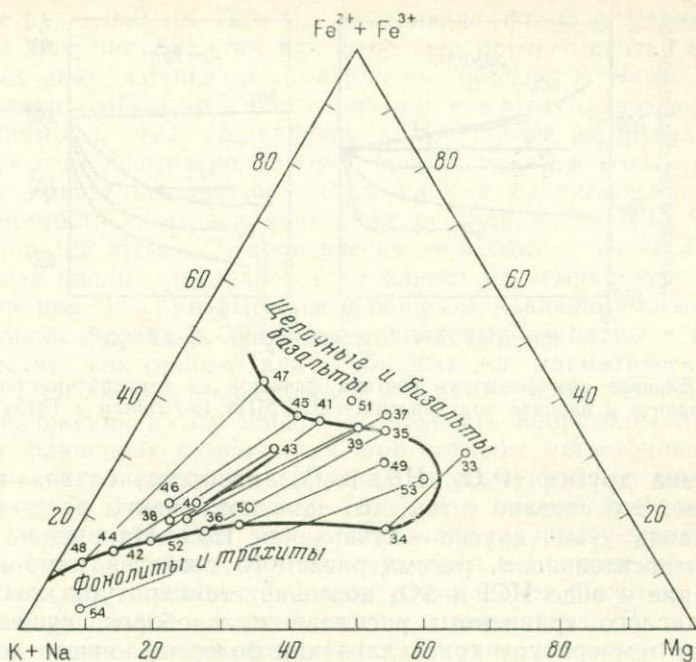


Рис. 82. Петрохимическая диаграмма щелочных вариолитов (базальт-фанолит-трахитовый тип).

Номера анализов соответствуют табл. 16

процесса от флюидного режима магматизма, на чем остановимся подробнее.

По отношению к кислым алюмосиликатным расплавам компоненты флюидов ведут себя по-разному. Компоненты, обладающие высокой растворимостью в кислых расплавах (H_2O , HF , H_3BO_3 и др.), существенно понижают температуру их кристаллизации. Труднорастворимые компоненты (CO_2 , NH_3 и др.) ведут себя в данном случае индифферентно, и возрастание их давления не понижает, а повышает температуру кристаллизации расплавов. Значительная концентрация этих компонентов в кислых расплавах возможна лишь при очень высоких газовых давлениях, снижение которых приводит к быстрому (взрывному) отделению от расплавов. Поэтому содержание легко отделяющихся газовых компонентов в магмах непосредственно коррелируется с коэффициентом эксплозивности вулканических извержений.

Сопоставим флюидные компоненты в связи с их способностью влиять на температуру кристаллизации кислых расплавов. Как следует из рис. 83, добавление к H_2O одних компонентов (NH_3 , SO_3) повышает температуру кристаллизации кислой магмы,

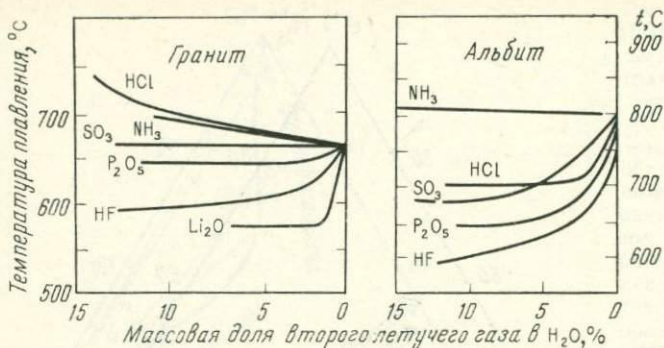


Рис. 83. Влияние компонентного состава флюидов на температуру плавления гранита и альбита под давлением 275 МПа (по Вилли и Татлу)

добавление других (P_2O_5 , HF, Li_2O), наоборот, ее значительно понижает. Это связано с тем, что одни компоненты растворяются в расплавах хуже, другие — лучше, чем H_2O . На рис. 83 видна также относительность рассматриваемого свойства компонентов: добавление к воде HCl и SO_3 повышает температуру кристаллизации кислого гранитного расплава и, наоборот, существенно понижает температуру кристаллизации более щелочного альбитового расплава. Влияние кислотных компонентов на кристаллизацию щелочных расплавов более существенно, чем на кристаллизацию кислых расплавов. Эти данные могут быть пополнены в части CO_2 наиболее индифферентного по отношению к кислым расплавам, и B_2O_3 , наиболее прочно связанного со структурой расплавов.

В целом по влиянию на кристаллизацию кислых магм компоненты флюидов располагаются в следующий ряд: CO_2 —HCl— NH_3 — H_2 — H_2O — P_2O_5 —HF— K_2O —KF—LiF— Na_2O — Li_2O —NaF— B_2O_3 — Na_2SiO_3 .

Здесь наблюдается последовательное нарастание растворимости компонентов в кислых магмах (магмофильность) и их способности понижать температуру кристаллизации кислых магм. Одновременно снижается их «отделяемость» от расплавов. Этот ряд определяет характер распределения газовых компонентов между расплавом и флюидом, отделяющимся от расплава в самостоятельную фазу. Компоненты, расположенные в начале ряда, концентрируются преимущественно во флюидной (газовой) фазе; компоненты, расположенные в конце ряда, концентрируются в кислых алюмосиликатных расплавах. Последние прочно связаны со структурой алюмосиликатных расплавов и уже при низком и умеренном давлении входят в состав расплавов в значительном количестве, существенно понижая температуру кристаллизации. Так, при давлении $P_{H_2O} = 100$ МПа в составе кислого расплава

молярная доля H_2O достигает 0,15, а температура кристаллизации снижается с 950 до 700 °С. Добавление фтора усиливает этот эффект (см. рис. 83), так как фтор еще прочнее связан с компонентами алюмосиликатных расплавов, образуя с ними прочные соединения (SiF_4 и др.), растворимость его в расплавах выше, чем растворимость H_2O . Добавление к H_2O хлора и других магмофобных компонентов редуцирует эффект влияния воды на температуру кристаллизации и состав кислых расплавов, поскольку растворимость их в расплавах ниже растворимости H_2O . Так, при давлении 100 МПа CO_2 практически не входит в состав алюмосиликатных кислых расплавов и не влияет на температуру их кристаллизации. Но при высоком флюидном давлении магмофобные газы также входят во флюидно-силикатные расплавы в большом количестве, что типично для глубинных зон магматической генерации. При внедрении расплавов в верхние части земной коры и при извержении их на земную поверхность происходит отделение от них флюидных компонентов, при котором магмофильные компоненты сохраняются в расплавах, а магмофобные компоненты переходят во флюидную фазу. При очень низком флюидном давлении может произойти полное отделение газовых компонентов от силикатных расплавов, но такие условия в природе не реализуются, так как отделение флюидов стимулирует быструю кристаллизацию расплавов и застывание их в виде стекла. В стекловатых кислых лавах всегда содержатся летучие компоненты, причем главным образом трудно отделяющиеся от расплавов — H_2O (единицы процента) и F_2 (десятые и сотые доли процента). Переход от интрузивной фации к эффузивной со снижением флюидного давления до атмосферного и усилением отделения газовой фазы должен коррелироваться с повышением в магмах величины содержания магмофильных газов к магмофобным: $H_2O : CO_2$; $H_2O : H_2$; $H_2O : CH_4$; $H_2O : H_2S$; $F_2 : Cl_2$ и т. д. Примечательно возрастание значения отношения H_2O к сумме газов, создающих в расплавах восстановительную обстановку (H_2 , CH_4 , H_2S и др.).

О соотношении H_2O и F_2 во флюидах, сопровождающих кислый магматизм, можно судить по содержанию этих компонентов в силикатах, кристаллизующихся из магмы (биотитах, амфиболах, апатитах).

Соотношение содержаний H_2O , F_2 , Cl_2 в апатитах различных типов магматических пород иллюстрирует рис. 84. Можно сделать вывод, что высокие концентрации Cl_2 свойственны породам начальных стадий магматической эволюции (базальтам, андезитах, диоритам). В ходе этой эволюции усиливается роль магмофильных элементов, и с переходом к гранитам Cl_2 вытесняется F_2 . По мере эволюции гранитного магматизма происходит последовательное вытеснение воды фтором. В процессах дифференциации магм возникает флюидная неоднородность интрузивных тел. Поскольку флюидные компоненты обладают неодинаковым

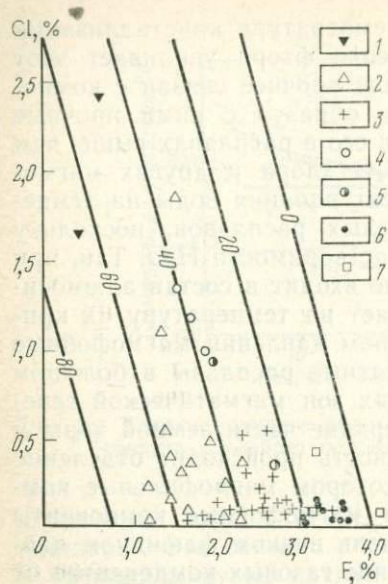


Рис. 84. Соотношение содержаний воды, фтора и хлора в апатитах магматических пород (по Д. С. Штейнбергу) с дополнениями:

1—3 — интрузивные породы (1 — кварцевые диориты, 2 — гранодиориты, 3 — граниты); 4—6 — эффузивные породы (4 — дациты, 5 — трахиты, 6 — лейцитовые трахиты); 7 — базальты Луны. Линии соответствуют равному теоретическому содержанию гидроксила (цифры — мольные доли OH в группе OH+F+Cl, %)

химическим сродством и к петрогенным элементам, флюидная неоднородность должна стимулировать возникновение магматической неоднородности. Подобная флюидно-магматическая дифференциация может явиться одной из причин возникновения вертикальной расслоенности тел магматических горных пород. С ней могут быть связаны неоднородности магматических образований различного масштаба — вплоть до субмикроскопического уровня. Участки магм (потоки, прослойки и др.), обогащенные летучими компонентами, должны проявлять более жидкостные свойства по сравнению с обедненными летучими компонентами участками, которые могут подвергаться разрывам и растаскиванию при движении магм. В результате могут возникнуть текстуры неоднородности, характерные для многих кислых эффузивных пород.

Миграция флюидов через флюидно-силикатные расплавы осуществляется при разделении их на две несмешивающиеся фазы — флюидно-силикатную и флюидную, чему особенно способствует восходящее внедрение магматических масс и снижение литостатического давления.

Сначала выделяется флюидная фаза на субмикроскопическом уровне, а затем образуются маленькие пузырьки, поднимающиеся вверх ввиду их меньшей плотности. При этом возникают стационарные трансмагматические потоки флюидов. Во флюиды, равновесные с магмами, переходят компоненты, избыточные по отношению к эвтектическим (пегматитовым) составам, которые отличаются максимальной растворимостью в них флюидных компо-

нентов (рис. 85). Таким образом, трансмагматические флюидные потоки, как и кристаллизационная дифференциация, способствуют направленной эволюции магматических расплавов. По мере этой эволюции в ряду щелочноземельных пород возникают все более кремнекислые расплавы, бедные магнием, кальцием и железом: базальты — андезиты — дациты — риолиты. При этом усиливается сродство (восприимчивость) силикатных расплавов по отношению к флюидным компонентам. Об этом можно судить по растворимости в них H_2O , которая существенно возрастает в последовательности указанного ряда пород (см. рис. 85).

Из рис. 85 видно, что содержание H_2O в кислых расплавах может превышать 10 % при P_{H_2O} около 300 МПа. Водные минералы стабильны при низкой температуре, но с ростом P_{H_2O} область их устойчивости распространяется в область все более высокой температуры, тогда как вы-

сокотемпературные поля стабильности расплавов расширяются с ростом P_{H_2O} в область более низкой температуры. При достижении некоторых величин P_{H_2O} поля устойчивости флюидно-силикатных расплавов и водных минералов совмещаются и возникают условия для непосредственной магматической кристаллизации водных минералов. Эти соотношения показаны на графиках (см. рис. 64, 65, 86), согласно которым намечается широкое поле совмещения устойчивости биотита и роговой обманки с полем кристаллизации магмы гранитного состава (эти минералы обычны в числе продуктов кристаллизации кислых и отчасти средних магм). При более высоком P_{H_2O} возможна магматическая кристаллизация куммингтонита минерала, очень редкого в продуктах непосредственной кристаллизации магматических расплавов (обычно устойчив эвстатит с кварцем).

Кислые риолитовые лавы с первичными вкрапленниками куммингтонита описаны в Новой Зеландии. Для них определены низкие температуры кристаллизации (около 700 °С) при давлении H_2O , несколько превышающем 100 МПа (см. рис. 64). Как следует из рассматриваемого графика, значительно более высокие значения P_{H_2O} в развитии кислого магматизма маловероятны, поскольку они привели бы к магматической кристаллизации

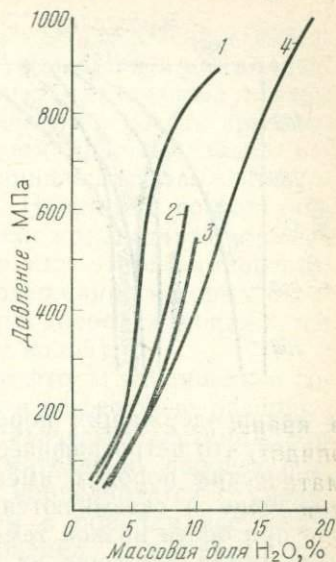


Рис. 85. Сопоставление растворимости воды в расплавах различного состава. По Г. Гамильтону и др.:

1 — SiO_2 (при 1125 °С); 2 — базальт (1100 °С); 3 — андезит (1100 °С); 4 — гранит-пегматит (695 °С)

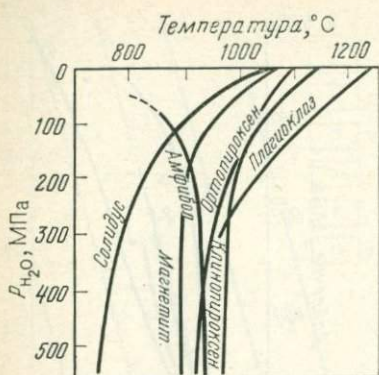


Рис. 86. Соотношение давления воды и температуры выделения фенокристаллов различных минералов из андезитового расплава. По А. П. Максимову.

Окислительные условия отвечают буферу Ni—NiO

в кварцсодержащих породах таких минералов, как мусковит и эпидот, что петрографически не установлено (эти минералы в магматических породах имеют вторичное постмагматическое происхождение и связываются с развитием гидротермальных процессов при более низкой температуре). С переходом к глубинным зонам Земли давление на флюид должно значительно возрастать, но парциальное давление H_2O при этом падает вследствие вытеснения H_2O другими газами, например водородом, при общем снижении степени окисления флюидов $H_2O \rightarrow H_2$.

Магмофильные компоненты накапливаются в магмах, в результате взаимодействия с трансмагматическими растворами при внедрениях магм и снижении флюидного давления с трудом отделяются от них, отчасти сохраняясь в их составе даже при извержениях на поверхность Земли. Этим обусловлены жидкостные свойства кислых и средних расплавов, типичных для позднеорогенного вулканизма (например, в формациях игнимбритов, в которых извержения лав очень низкой вязкости носят широкий ареальный характер). Благодаря высокому насыщению флюидными компонентами магмы позднеорогенной стадии устойчивы в глубинных очагах до умеренных температур (температура их ликвидуса понижается с ростом содержания флюидных компонентов до 700—750 °С), при которых они могут извергаться на поверхность в результате взрывного плутонизма, давая начало вулканическим породам с биотитом, роговой обманкой, куммингтонитом и водным стекловатым породам — пехштейнам, перлитам, пемзам и др. Магмофобные флюидные компоненты (CO_2 , H_2 и др.), которые удерживаются в магмах только благодаря высокому флюидному давлению, господствующему в глубинных магматических очагах, легко отделяются от магм при их извержениях с катастрофическими взрывами и образованием огромного количества пирокластического материала и кольцевых структур.

Флюидные компоненты, растворяясь в магмах, не только понижают температуры их ликвидуса и солидуса, но и влияют на

порядки кристаллизации минералов, существенно смещая эвтектические составы магм, расширяя или сужая поля кристаллизации минералов. Прямое влияние флюидных компонентов в этом отношении проявляется в случае вхождения их в состав кристаллизующихся минералов. При этом их поля кристаллизации неизменно расширяются с повышением парциального давления соответствующего компонента во флюидах. Например, возрастание флюидного давления воды расширяет поля кристаллизации всех водных минералов в меру содержания в них этого компонента. Обычно это биотит и роговая обманка, содержание которых с ростом давления воды в предельных горных породах понижается (соответственно составы пород обедняются водой).

Еще более эффективно прямое влияние фтора, входящего в состав биотита и других водных минералов и эффективно расширяющего области их кристаллизации в магматических системах. Это проявляется в том, что в предельных магматических породах возрастание концентрации фтора в биотите коррелируется с уменьшением количества биотита (с переходом к породам все более лейкократового состава). Такие соотношения характерны для уральских гранитов, в которых (по данным Д. С. Штейнберга, Г. Б. Ферштатора и др.) прослеживается повышение фтористости биотита с переходом от нормальных гранитов к их лейкократовым типам и аляскитам. Аляскитовые фации гранитов отвечают фторидному режиму развития гранитного магматизма. Непосредственное влияние фтора на гранитную эвтектику (альбит — ортоклаз — кварц) выражается в смещении ее в сторону альбита (соответствует тренду изменения составов кислых вулканических пород в сторону онгонитов), тогда как аляскиты являются породами калиевого ряда. Средний состав аляскитов, по С. П. Соловьеву (массовая доля, %): $\text{SiO}_2 = 74,4$; $\text{TiO}_2 = 0,14$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,83$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,79$; $\text{FeO} = 0,73$; $\text{MnO} = 0,05$; $\text{MgO} = 0,41$; $\text{CaO} = 1,18$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,60$; $\text{K}_2\text{O} = 4,09$; $\text{H}_2\text{O} = 0,66$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,06$. Очевидно, помимо кристаллизационных, при их образовании проявились другие механизмы дифференциации (собственно магматической и флюидно-магматической), которые обеспечивали высокое содержание в магмах фтора и одновременно калия как элементов с высоким химическим сродством к расплавам во флюидно-магматических равновесиях.

Когда флюидные компоненты не входят в состав кристаллизующихся минералов, они влияют на эвтектические составы магм косвенно, способствуя изменению кислотно-щелочных характеристик расплавов. Общий подход к оценке этого влияния был разработан Д. С. Коржинским. Им был выявлен принцип кислотно-щелочного взаимодействия компонента в расплавах и введено представление о подкисленных и ощелоченных магмах. Согласно этому представлению, добавление к магмам кислотных компонентов расширяет, а добавление щелочных компонентов сужает

области кристаллизации минералов с менее основными свойствами (эвтектические составы соответственно обедняются или обогащаются этими минералами). Если же кислотность флюидных компонентов промежуточная между кристаллизующимися минералами, то их влияние на магмы выражается в понижении температуры кристаллизации без существенного изменения эвтектических составов. Примером может служить вода, кислотно-щелочные свойства которой являются промежуточными между свойствами кварца и полевых шпатов, так что она практически не влияет на положение кварц-полевошпатовой эвтектики (см. рис. 69).

Требуется нереально высокое для геологических условий парциальное давление воды во флюидах (500—100 МПа), чтобы произошло подкисляющее воздействие воды на гранитную эвтектику и она существенно сместилась в сторону полевых шпатов (с расширением области кристаллизации кварца). Но этот эффект легко достигается при добавлении к воде фтора (1—2 %), который вследствие своих сильных кислотных свойств расширяет область кристаллизации кварца (эвтектики обедняются кварцем). Это влияние фтора на кислый магматизм наглядно прослеживается при переходе от гранит-порфиров к онгонитам (субвулканическим породам, содержащим топаз, но относительно бедным кварцем). Добавление к воде щелочных металлов смещает гранитную эвтектику в противоположном направлении (расширяет область кристаллизации полевых шпатов и особенно альбита), так что предельные магмы обогащаются кварцем и калиевым полевым шпатом с переходом от нормальных к щелочным калиевым богатым кварцем гранитам, содержащим эгирин, рибекит (средний состав по С. П. Соловьеву, %): $\text{SiO}_2=73,02$; $\text{TiO}_2=0,40$; $\text{Al}_2\text{O}_3=12,29$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,88$; $\text{FeO}=1,51$; $\text{MnO}=0,15$; $\text{Mg}=0,40$; $\text{CaO}=0,88$; $\text{Na}_2\text{O}=3,81$; $\text{K}_2\text{O}=5,09$; $\text{H}_2\text{O}=0,48$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,09$.

Существенное воздействие на эвтектические составы подкисления и подщелачивания магм имеет экспериментальное подтверждение (см. рис. 70). В системе плагиоклаз—пироксен замена CaO на более кислотный компонент CaF_2 сопровождается значительным смещением плагиоклаз-пироксеновой эвтектики в сторону пироксена, т. е. минерала с более основными свойствами относительно плагиоклаза. Аналогично в системе оливин—пироксен добавление кислотных компонентов (TiO_2 , Cu_2O_3) расширяет поле кристаллизации протоэнстатита как более кислотного минерала, а ощелачивание расплава (добавление Al_2O_3 , FeO , CaO , Na_2O , K_2O) расширяет поле кристаллизации оливина.

С эффектом флюидного ощелачивания и подкисления связаны многие особенности горных пород. Так, в гранитах кварц обычно находится в числе поздних выделений, но в подкисленных магмах вследствие расширения области кристаллизации кварца проявляется его раннее выделение (в гранитах кислотного профиля и аплитах).

На эвтектические составы магм существенно влияет не только флюидный режим, но и другие факторы, например глубинность протекания процессов (литостатическое давление).

Под воздействием того или иного фактора эвтектические расплавы должны обогащаться или обедняться нормативными составами тех минералов, на температуру плавления которых этот фактор оказывает наибольшее влияние, что характеризуется величинами первых производных температуры плавления минералов по данному параметру:

$$dT/dP_S; dT/dP_{H_2O}; dT/dP_{H_2}; dT/dP_{CO_2}; dT/dP_{CO}; dT/dP_{H_2S}$$

и др. Рассмотрим на их основе воздействие литостатического давления (P_S) и парциального давления H_2O во флюидах (P_{H_2O}).

Фактор P_S повышает температуру плавления минералов, и соответственно с ростом P_S (с переходом к более глубинным частям Земли) расплавы должны обедняться нормативными составами тех минералов, увеличение температуры плавления которых наиболее значительно (в порядке повышения производных dT/dP_S). Парциальное давление H_2O , наоборот, снижает температуру плавления минералов, и с повышением P_{H_2O} магматические расплавы должны обогащаться нормативными составами тех минералов, понижение температуры плавления которых наиболее значительно (в порядке повышения производных — dT/dP_{H_2O}). Зависимости производных dT/dP_S и dT/dP_{H_2O} от P_S и P_{H_2O} представлены на графиках (рис. 87), составленных путем обработки экспериментальных данных по плавлению минералов.

Каждый компонент флюидов (H_2O , CO_2 , HF , HCl и т. д.) оказывает специфическое влияние на состав магматической эвтектики, приводя к обогащению ее теми минералами, на температуру плавления которых он оказывает наибольшее воздействие, что оценивается по величине производной dT/dP_F , где T — температура плавления минерала, соответствующего данному нормативному минералу в расплаве, P_F — парциальное давление данного флюидного компонента. Например, по отношению к водному компоненту породообразующие минералы дают следующий ряд (в порядке возрастания dT/dP_{H_2O}): пироксен — оливин — кварц — альбит — анортит — нефелин. Каждый минерал в этом ряду должен вытесняться впереди стоящими минералами из эвтектических составов магм под воздействием на них водного давления. Следовательно, в магматических системах, находящихся под флюидным влиянием, минералы с наибольшими величинами dT/dP_F должны вытеснять остальные минералы, определяя общую тенденцию магматических пород к мономинеральному составу. Этим магматические (флюидно-силикатные) системы принципиально отличаются от «сухих» силикатных систем. В них мономинеральные системы отвечают максимально высоким температурам плавления. В перечисленном выше ряду минералов наиболее значительной величиной dT/dP_{H_2O}

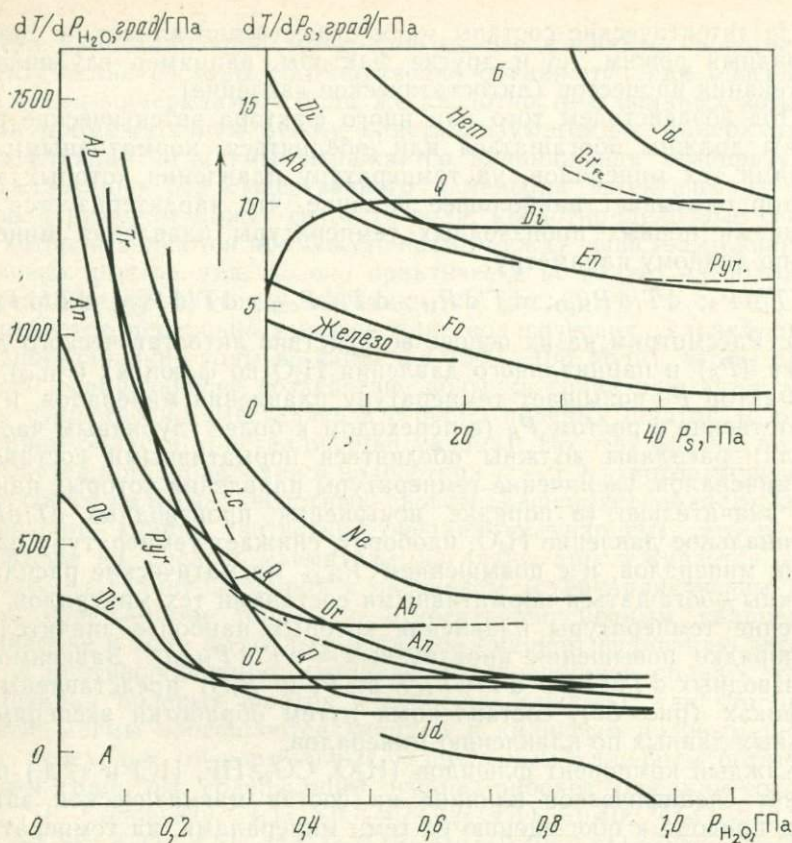


Рис. 87. Графики эффективности влияния P_S и P_{H_2O} на температуру плавления минералов.

А — зависимость скорости понижения температуры плавления (dT/dP_{H_2O}) от давления водного флюида (P_{H_2O}); Б — зависимость скорости повышения температуры плавления (dT/dP_S) от литостатического давления на твердые фазы. Символы минералов: Ab — альбит, An — анортит, Hem — гематит, CrFe — железистый гранат, Di — диопсид, Jd — жадеит, Q — кварц, Lc — лейцит, Ne — нефелин, Ol — оливин, Or — ортоклаз, Px — пироксен, Pyr — пироп, Tr — тридимит, Fo — форстерит, En — энстатит, Pb — плагиоклаз

характеризуется нефелин, который в водных щелочных магмах вытесняет полевые шпаты и пироксены с образованием почти мономинеральной нефелиновой породы — уррита.

Граниты и соответствующие им по составу кислые эффузивные породы близки к кварц-полевошпатовой эвтектике (темноцветные минералы в них играют второстепенную роль и могут отсутствовать, например, в аляскитах). Эвтектическими соотношениями определяется последовательность выделения минералов из кислых магм, которую рассмотрим на основе сводных диаграмм

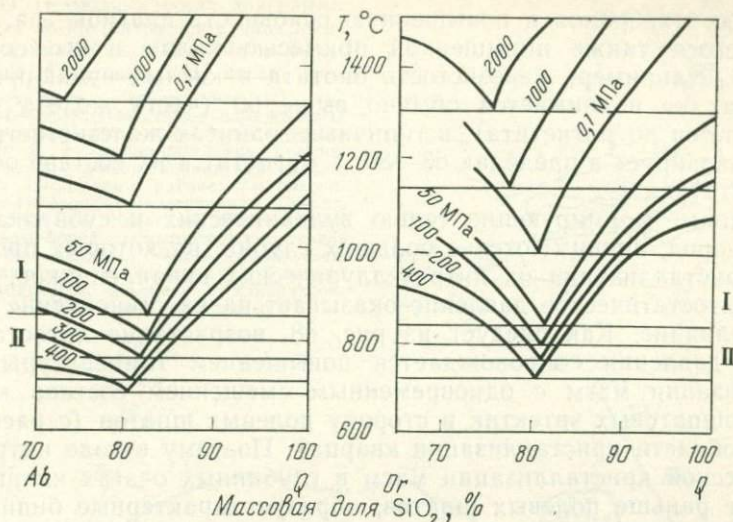


Рис. 88. Схема изменения кварц-полевошпатовых эвтектик под влиянием литостатического (0,1—2000 МПа) и флюидного (водного) давления (50—400 МПа): I—II — режим кристаллизации кислых пород в вулканической (I) и плутонической (II) фациях. Ab — альбит, Or — ортоклаз (калиевый полевой шпат), Q — кварц

(см. рис. 88), составленных с использованием данных многих авторов. Диаграммы показывают, что в зависимости от режима давления температура кварц-полевошпатовой эвтектики (окончательного затвердевания или солидуса гранитов) варьирует в широких пределах, причем с ростом общего давления она возрастает, а с ростом давления воды понижается. Римскими цифрами на диаграммах обозначены условия формирования пород в вулканической (I) и плутонической (II) фациях. Они различаются по флюидному режиму. Вулканические системы в отличие от плутонических связаны с разломами, имеющими выход на дневную поверхность, что обеспечивает относительную легкость миграции флюидных компонентов из магматических очагов вулканической фации. При этом восстановленные компоненты флюидов (H_2 , CO, CH_4 и др.) мигрируют легче окисленных (H_2O , CO_2 и др.), которые в большей мере удерживаются расплавами. Поэтому степень окисленности железа и других элементов переменной валентности в вулканических породах в общем случае выше, чем в соответствующих им по составу плутонических породах.

Кристаллизуясь в режиме низкого флюидного давления, вулканические и субвулканические породы отличаются от плутонической высокими температурами кристаллизации (кислые породы выше $850^\circ C$, см. рис. 88). Это определяет ряд их отличительных минералогических особенностей (высокую магнезиальность темно-

цветных минералов и повышенную основность плагиоклаза, отличающегося также повышенной примесью калия в его составе, и др.). Например, железистость биотита в кислых вулканических породах не поднимается обычно выше 50 (часть железа в них окисляется до магнетита), в типичных гранитах железистость биотита варьирует в пределах 60—80, а магнетит в их составе обычно отсутствует.

Магмы, формирующие серию вулканических и субвулканических пород, поднимаются с больших глубин, на которых происходит кристаллизация их интрателлурических вкрапленников, и общее литостатическое давление оказывает на их становление большое влияние. Как следует из рис. 88, возрастание литостатического давления сопровождается повышением температуры кристаллизации магм с одновременным смещением состава кварц-полевошпатовых эвтектик в сторону полевых шпатов (с расширением области кристаллизации кварца). Поэтому в ходе интрателлурической кристаллизации магм в глубинных очагах кварц возникает раньше полевых шпатов, образуя характерные бипирамидальные вкрапленники не только в риолитах, но и в дацитах.

В противоположность этому в плутонической фации влияние литостатического давления на кристаллизацию кислых магм полностью перекрывается мощным эффектом флюидного воздействия, снижающего температуру кристаллизации кварц-полевошпатовых расплавов до 650—750 °С. Под воздействием водного флюида это снижение температуры кристаллизации кислых магм не сопровождается существенным изменением состава кварц-полевошпатовых эвтектик, которые отвечают высокому содержанию кремнезема. Это определяет крайне ограниченную область кристаллизации кварца в породах плутонической фации. Поэтому в глубинных гранитах в противоположность риолитам (кварцевым порфирам) кварц входит в состав самой поздней минеральной ассоциации, находясь обычно в интерстициях между кристаллами полевых шпатов, что определяет гипидиоморфно-зернистую (гранитную) структуру пород.

Комплексный характер магматической дифференциации проявляется также в обычном сочетании флюидно-магматического взаимодействия и проявлений жидкостной несмесимости в магмах. Проследим это в ряду базит-гипербазитовых интрузивов различной щелочности, расположенных на петрохимической диаграмме (рис. 89), в последовательности (1—3) возрастания в породах величины K_2O/Na_2O от инициальных дунит-гарцбургитовых к оливинит-верлитовым (клинопироксенитовым) и еще более щелочным ассоциациям гипербазитов. Эта последовательность объясняется флюидным воздействием на первичные пикритовые («пиролитовые») расплавы, изменяющие свой состав в мантийных очагах по мере «созревания» структурных зон в направлении повышения щелочности. Все эти комплексы образуются в результате базит-

Рис. 89. Петрохимическая диаграмма главных типов интрузивов, расслоенных на гипербазитовые (I) и верхние базитовые (II) части.

Арабские цифры — средневзвешенные составы: 1 — трактолит-дунит-гарцбургитовый хромитоносный массив Папуа на о. Новая Гвинея; 2, 3 — медно-никелевые сульфидоносные (2 — долерит-пикритовый Талнахский в Норильском районе, 3 — оливинсиенито-габбровый Пильгуярви в Печенгском р-не на Кольском полуострове). Минералы пород хромитоносных массивов (I): *Ol* — оливин, *Orx* — ортопироксен, *Pl* — плагиоклаз (в массивах 2 и 3 оливин и ортопироксен, пироксен и клинопироксен (*Px*) более железистые)

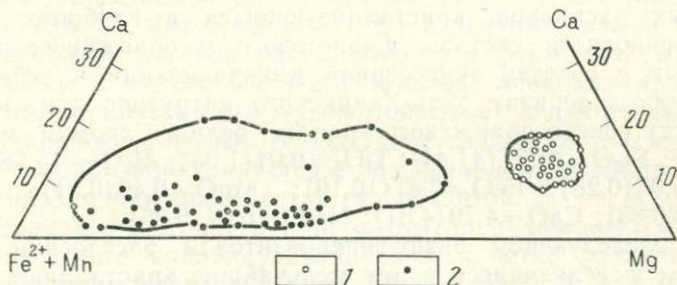
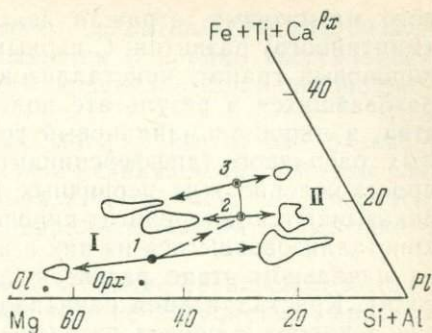


Рис. 90. Диаграмма состава гранатов, содержащихся в числе аксессуарных минералов в габбро-долеритах и базальтах на Сибирской платформе и п-ове Камчатка (по Б. В. Олейникову и др.).

1 — пиропы, богатые кноррингитовым компонентом; 2 — пироп-альмандиновые гранаты, бедные хромом

гипербазитового расслаивания пикритовых магм различной щелочности.

Расслаивание носит контрастный характер и играет в петрогенезисе важную роль. Им обусловлена фундаментальная петрохимическая особенность магматизма — его бимодальность, разделение на основные и ультраосновные составы (породы промежуточного состава имеют незначительное распространение). *Гипербазитовый и базитовый типы магматизма* развиваются в тесной ассоциации, поскольку они объединены общностью структурных зон и во многих случаях магматических тел (в базит-гипербазитовых интрузивах), а также общим глубинным мантийным происхождением. Базиты, как и гипербазиты, связаны с единым процессом плавления вещества верхней мантии на глубине около 150 км. Об этом можно судить по наличию в них аксессуарного граната, представленного изоморфными рядами: кноррингит—пироп (гипербазитовый тип) и пироп—альмандин (базитовый тип; рис. 90). Наличие этих двух типов граната в габбро-долеритах и базальтах (раннего и более позднего) позволяет выяснить природу базито-

вого магматизма, отражая два этапа в истории его глубинного (мантийного) развития. С первым этапом связывается кноррингит-пироповый гранат, кристаллизовавшийся из первичных магм, образовавшихся в результате полного плавления мантийного вещества, а пироп-альмандиновый гранат является продуктом базитовых расплавов (дифференциантов первичных магм). Глубинное происхождение этих первичных магм и их ультраосновной состав доказываются кноррингит-пироповым составом раннего граната, кристаллизовавшегося из них в ассоциации с хромистой шпинелью на начальном этапе развития (до базит-гипербазитового расслоения). Кристаллизация начиналась с богатых хромом фиолетовых типов пироба с последовательным понижением в нем содержания хрома и изменением окраски на оранжевую, типичную для перидотитовых расплавов, кристаллизующихся в глубинах мантии. Ниже приводятся составы фиолетового и оранжевого пироба, описанных в составе акцессорной минерализации в лейкократовых габбро-долеритах Усть-Ханинского интрузива (см. рис. 90) (в скобках состав оранжевого граната, бедного хромом, массовая доля, %): $\text{Si}_2\text{O}=41,77(41,41)$; $\text{TiO}_2=0,04(1,03)$; $\text{Al}_2\text{O}_3=13,78(17,70)$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=5,95(0,28)$; $\text{FeO}=7,81(10,19)$; $\text{MnO}=0,49(0,31)$; $\text{MgO}=21,41(20,83)$; $\text{CaO}=4,79(4,51)$; $\text{Na}_2\text{O}=0,04(0,06)$.

При последующем базит-гипербазитовом расслоении первичных магм выделяющиеся в них мельчайшие кристаллики пироба, наследовались как ультраосновным, так и основным возникающими расплавами, развивающимися затем автономно. В ходе этого развития еще в глубинных (мантийных) очагах в базитовых магмах начиналась кристаллизация другого пироп-альмандинового граната (см. рис. 90), свойственного базитовому магматизму. Его кристаллизация прервалась восходящей интрузией магм, внедряющихся в верхние горизонты земной коры (в платформенный чехол и кристаллическое основание платформ) и извергающихся на поверхность. Обрисованная последовательность развития магматизма, завершившаяся образованием лейкократовых габбро-долеритов, долеритов и базальтов, хорошо объясняет наличие в них акцессорной минерализации двух типов (гипербазитового и базитового), обнаруживаемых в трапповых интрузиях Сибирской платформы и на п-ове Камчатка (вулканы Ключевский и Плоский Толбачик). Практическое отсутствие в пироповом гранате первого типа трехвалентного железа и его ассоциация с муассанитом и хромшпинелидом отражают сильно восстановительные условия зарождения глубинных очагов. Однако отделение в них основных расплавов сопровождалось существенным повышением химического потенциала кислорода, как об этом можно судить по составу «базитового» граната в долеритах, в который трехвалентное железо входит в существенном количестве, и по наличию в них магнетита, ассоциирующего с ильменитом, тогда как самородное железо в них обычно не встречается. В этом заключается одно из

главных отличий земных базальтов от эвкритов и лунных базальтов, формирование которых связывается с крайне восстановленными условиями, способствующими кристаллизации самородного железа.

Происхождение гипербазитовых магм в результате развития флюидной жидкостной несмесимости в первичных пикритовых магмах определяет специфику гипербазитов в части их газонасыщенности и металлогенической специализации (на хромитовое и платиновое оруденение).

Еще А. Н. Заварицким в 1924 г. в Нижне-Тагильском массиве Урала в скважине на глубине 600 м в не затронутых серпентинизацией дунитах было описано миароловое обособление плотного газа, представленного водородом (66,5 %), азотом (20,7 %), метаном (9,5 %), кислородом (3,0 %) и редкими газами (0,20 %). Гипербазитовые массивы располагаются в формационный ряд по возрастанию в их составе роли дунитов: лерцолит-гарцбургитовые, дунит-гарцбургитовые (хромитоносные) и дунитовые или дунит-клинопироксенитовые. Возрастание роли дунитов в строении массивов прямо коррелируется с возрастанием хромистости хромшпинелидов, входящих в состав гипербазитов.

Разновидности дунитов и перидотитов в каждом формационном типе строго индивидуализированы и четко различаются по составу хромшпинелидов и специфике связанного с ними хромитового и платинового оруденения, что влечет за собой вывод о существовании соответствующих им гипербазитовых расплавов. Взаимоотношения между ними можно понять, только привлекая механизм собственно магматической дифференциации, выражающейся в развитии в гипербазитовых магмах жидкостной несмесимости.

Наиболее глиноземистым составом хромшпинелидов отличаются лерцолиты, ассоциирующиеся с гарцбургитами. В массивах этих пород дуниты распространены незначительно, типичные примеры таких массивов представлены на побережье Пенжинской губы в Корякском нагорье (Елистратовский и Длинногорский массивы юрско-мелового возраста [29]). В составе их преобладают гарцбургиты, сменяющиеся лерцолитами (с возрастанием железистости пород) в зоне перехода к норитам. Дуниты с подчиненными им небольшими телами хромитовых руд приурочены к гарцбургитам. Последние в этой формации массивов богаты энстатитом и содержат относительно глиноземистый хромшпинелид (здесь и ниже данные относятся к Елистратовскому массиву): $TiO_2 = 0,08$; $Al_2O_3 = 23,35$; $Cr_2O_3 = 44,60$; $Fe_2O_3 = 3,01$; $FeO = 15,46$; $MnO = 0,53$; $NiO = 0,08$; $MgO = 12,86$.

В дунитах, входящих с ними в ассоциацию, хромшпинелид неоднороден и представлен как разновидностями, близкими по составу хромшпинелиду гарцбургитов, так и значительно более хромистыми и железистыми типами (в скобках): $TiO_2 = 0,23$ (0,14);

$Al_2O_3 = 23,87$ (15,74); $Cr_2O_3 = 44,74$ (53,50); $Fe_2O_3 = 2,61$ (2,03); $FeO = 15,70$ (16,79); $MnO = 0,06$ (0,25); $NiO = 0,12$ (0,01); $MgO = 13,11$ (11,39).

Кроме того, в дунитах содержатся хромшпинелиды, очень богатые магнетитовым компонентом ($TiO_2 = 0,32$; $Al_2O_3 = 11,47$; $Cr_2O_3 = 38,02$; $Fe_2O_3 = 18,93$; $FeO = 26,11$; $MnO = 0,37$; $NiO = 0,15$; $MgO = 4,54$).

В этом отношении хромшпинелиды в дунитах сходны с хромшпинелидами хромитовых руд, которые также характеризуются неоднородностью состава: $TiO_2 = 0,11$ (0,08); $Al_2O_3 = 23,73$ (8,71); $Cr_2O_3 = 44,12$ (60,78); $Fe_2O_3 = 5,17$ (3,68); $FeO = 9,73$ (12,84); $MnO = 0,34$ (0,53); $NiO = 0,25$ (0,10); $MgO = 16,71$ (13,01).

В рудах устанавливается примесь осмистого рутения: $Ig = 14,2$, $Os = 21,8$, $Ru = 50,0$, $Rh = 0,8$, $Fe = 4,2$, $Ni = 0,1$ в ассоциации с хромшпинелидом следующего состава: $TiO_2 = 0,19$; $Al_2O_3 = 14,78$; $Cr_2O_3 = 53,60$; $Fe_2O_3 = 3,47$; $FeO = 14,34$; $MnO = 0,52$; $NiO = 0,27$; $MgO = 12,64$. Намечаются парагенезисы рутения с осмием, иридием и хромом, тогда как платина в этот парагенезис не входит.

В качестве примера интрузивов дунит-гарцбургитовой (хромитоносной) формации рассмотрим [29] Красногорский массив, входящий в состав юрско-мелового пояса офиолитов Корякского нагорья, обнажающегося с юго-запада от г. Анадырь. Массив простирается в северо-восточном направлении на протяжении 10 км (при ширине до 3,5 км). В юго-западной части он сложен магнезиальными гарцбургитами (их железистость 6—11), в которых вдоль западной окраины массива выделяются участки переслаивания дунитов и гарцбургитов с подчиненными им ортопироксенитами. В северо-восточной части массива преобладают дуниты примерно такой же железистости, а гарцбургиты имеют второстепенное значение (встречаются главным образом в нижних частях разреза), так же как ортопироксениты.

Вверх по разрезу железистость дунитов возрастает, и они сменяются шлирово-полосчатым комплексом, обнаженным вдоль северной окраины массива. Этот комплекс представлен чередованием дунитов с железистостью 13—26, пироксенитов (ортопироксенитов и вебстеритов), гарцбургитов, богатых пироксеном, плагиоклазовых лерцолитов, оливиновых габбро-норитов и габбро-пегматитов. Хромитовые сегрегации приурочены к дунитам, слагающим крупные однородные тела или мелкие линзы в гарцбургитах или находящимся в ритмичном переслаивании с гарцбургитами. В однородных гарцбургитах хромитовые тела редки. Дуниты закономерно отличаются от гарцбургитов в общем более хромистым составом хромшпинелидов. В породах шлирово-полосчатого комплекса хромшпинелиды характеризуются повышенным содержанием в них оксидного железа (III) и пониженной в целом хромистостью. Рудные сегрегации закономерно отличаются по составу хромшпинелидов от вмещающих их пород. Концентрация хрома, ведущая к образованию рудных тел, связывается с проявлением

жидкостной несмесимости в гипербазитовых магмах как в магнезиальных расплавах, так и в более железистых расплавах, возникающих в ходе общей дифференциации массивов. Рудные обособления, содержащиеся в магнезиальном дунит-гарцбургитовом и шпирово-полосчатом комплексах железистых пород, соответственно различаются по составу хромшпинелида. Рудные хромитовые тела залегают очень редко непосредственно в гарцбургитах. Последние в основном расслаиваются на оливиновые ортопироксениты и богатые хромом дуниты, которые являются в гипербазитовых массивах рудовмещающими (околорудными) породами. Эти дуниты специфичны по составу хромшпинелидам, характеризующимся высокой хромистостью $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$ — около 70—80, практически независимой от железистости $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$, варьирующей в широких пределах (0,3—0,7). Это отличает их от хромшпинелидов гарцбургитов (и подчиненных им дунитов, не связанных своим происхождением с отщеплением рудных расплавов), обладающих меньшей хромистостью (30—70), возрастающей с повышением их железистости ввиду более высокого химического сродства железа к хрому, а магния к алюминию. Однако при высокой хромистости (около 70) хромшпинелиды этих пород практически неразличимы, как следует из сопоставления (массовая доля, %) составов хромшпинелидов Краснотурского массива из гарцбургитов и дунитов (в скобках): $\text{TiO}_2 = 0,02$ (0,02); $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8,47$ (7,43); $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 61,10$ (61,05); $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,14$ (3,23); $\text{FeO} = 18,28$ (18,60); $\text{MnO} = 0,60$ (0,66); $\text{NiO} = \text{нет}$ (0,05); $\text{Mg} = 9,50$ (9,13).

Дуниты отличаются от гарцбургитов более невыдержанным составом хромшпинелидов и нередкой обогащенностью сульфидами, арсенидами и самородными металлами платиновой группы, что сближает их с подчиненными им рудными концентрациями. В ассоциацию с хромшпинелью в дунитах входят разнообразные минералы платиновой группы — осмистый иридий кубической структуры, железосодержащая платина (поликсен), образующая кубические кристаллы, сульфиды осмия сложного состава, сульфиды рутения, арсениды платины. Однако наибольшие концентрации самородных металлов платиновой группы связаны с хромитовыми рудами. Хромшпинелиды в рудных концентрациях не выдержаны по составу (приводятся предельные крайние составы, %): $\text{TiO}_2 = 0,09$ (0,18); $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4,54$ (5,78); $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 63,29$ (57,86); $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 4,09$ (7,73); $\text{FeO} = 17,85$ (19,32); $\text{MnO} = 0,27$ (0,27); $\text{NiO} = 0,24$ (0,16); $\text{MgO} = 9,33$ (8,55).

Вариации их состава обусловлены в основном переменным содержанием в них магнетитового компонента, который накапливается в остаточных рудных расплавах и вытемняет в этом минерале хромитовый минерал в ходе кристаллизации руд. Самородные платиновые минералы находятся в тесной ассоциации с хромшпинелидами, образуя в них идиоморфные кубические или гексагональные кристаллы размером до 0,2 мм, реже они находятся

в ксеноморфном положении по отношению к хромшпинелидовым зернам, занимая интерстиции между ними. В рудах содержатся также зерна хромита с незначительными включениями в них платиноидов. Преобладают в рудах гексагональные кристаллы иридиевого осмия. Менее важную роль играют кубические кристаллы осмистого иридия. Подчиненное значение имеют такие минералы, как поликсен, а также твердые растворы железа с рутением.

К перечисленным самородным элементам, образующим в рудах устойчивый парагенезис, спорадически добавляются сульфиды. Таким образом, с переходом от лерцолит-гарцбургитовых массивов к дунит-гарцбургитовым с хромистым составом хромшпинелидов парагенезис концентрирующихся в гипербазитах элементов платиновой группы неизмеримо расширяет. Однако в общих чертах сохраняется его рутениевая и осмий-иридиевая специфика, свойственная хромитовому оруденению, подчиненному магниезальным гарцбургитам.

С переходом к шлирово-полосчатому комплексу пород повышенной железистости парагенетические соотношения самородных элементов рассматриваемой группы существенно изменяются.

Шлирово-полосчатый комплекс железистых пород, венчающий в Красногорском массиве разрез гипербазитов, включает в себя дуниты, содержащие хромшпинелиды низкой хромистости с преобладанием оксида железа (II) над магнием, богатые магнетитовым компонентом с широкими вариациями состава по [29]: $TiO_2 = 0,34 (0,14)$; $Al_2O_3 = 7,89 (8,67)$; $Cr_2O_3 = 36,30 (53,68)$; $Fe_2O_3 = 24,53 (7,83)$; $FeO = 26,14 (21,82)$; $MnO = 0,70 (0,78)$; $NiO = 0,12 (0,03)$; $MgO = 3,89 (6,97)$.

Эти вариации состава хромшпинелидов коррелируются с изменением состава оливина дунитов следующим образом: $SiO_2 = 39,67 (38,25)$; $TiO_2 = 0,04$ (нет); $Al_2O_3 =$ нет (0,01); $Cr_2O_3 =$ нет (0,01); $FeO = 16,16 (9,94)$; $MnO =$ нет (0,15); $NiO =$ нет (0,10); $MgO = 44,65 (51,43)$; $CaO = 0,03 (0,03)$.

Указанные вариации в общем соответствуют вариациям состава хромшпинели в подчиненных железистым дунитам бедных хромитовых рудах: $TiO_2 = 1,14 (0,12)$; $Al_2O_3 = 12,02 (5,59)$; $Cr_2O_3 = 21,88 (56,94)$; $Fe_2O_3 = 34,17 (9,32)$; $FeO = 25,30 (18,68)$; $MnO = 0,63 (0,45)$; $NiO = 0,51$ (нет); $MgO = 4,65 (8,95)$.

Хромшпинелид в этих рудах также богат магнетитовым компонентом, накапливающимся в остаточных расплавах в результате сильного эффекта кристаллизационного фракционирования и вытесняющим в хромшпинелидах хромитовый минал. Оливин с переходом к рудам вытесняется пироксенами — ромбическим (состав в скобках, массовая доля, %) и моноклинным кальциевым: $SiO_2 = 53,17 (54,13)$; $TiO_2 = 0,21 (0,05)$; $Al_2O_3 = 1,97 (1,71)$; $Cr_2O_3 = 0,35 (0,23)$; $FeO = 4,40 (13,60)$; $MnO = 0,15 (0,32)$; $NiO = 0,07 (0,05)$; $MgO = 16,84 (29,38)$; $CaO = 23,35 (0,60)$; $Na_2O =$ нет (0,07).

Таким образом, в дунитах и подчиненных им хромитовых рудах прослеживается смена относительно менее железистого хромистого парагенезиса минералов (составы их в вышеприведенных анализах заключены в скобки) парагенезисом более железистых и менее хромистых минералов. Соответственно изменяется и состав самородных элементов платиновой группы, входящих в парагенезис с хромшпинелидами в направлении усиления роли платины, вытесняющей осмий, рутений, иридий. Характерными минералами рудных сегрегаций шлирово-такситового комплекса являются тетрагональная платина, тетрагональная палладиевая платина, платиновая медь, сульфиды рутения.

Минерализация платиновых металлов промежуточного характера между магнезиальными и железистыми породами характерна и для прожилково-шлировых рудных обособлений ортопироксенитов, состоящих из ортопироксена ($\text{SiO}_2=57,47$; $\text{TiO}_2=0,01$; $\text{Al}_2\text{O}_3=0,36$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,16$; $\text{FeO}=8,08$; $\text{MnO}=0,18$; $\text{NiO}=0,05$; $\text{MgO}=33,59$; $\text{CaO}=0,47$, роговой обманки ($\text{SiO}_2=49,64$; $\text{TiO}_2=0,10$; $\text{Al}_2\text{O}_3=7,13$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=1,75$; $\text{FeO}=4,28$; $\text{MnO}=0,07$; $\text{NiO}=0,11$; $\text{MgO}=21,36$; $\text{CaO}=10,57$; $\text{Na}_2\text{O}=2,81$; $\text{K}_2\text{O}=0,21$; $\text{H}_2\text{O}=2,13$) и хромшпинелида ($\text{TiO}_2=0,14$; $\text{Al}_2\text{O}_3=5,54$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=58,12$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=7,82$; $\text{FeO}=19,64$; $\text{MnO}=0,35$; $\text{NiO}=0,33$; $\text{MgO}=8,21$).

В состав этих пород входят кубические кристаллы иридия, обогащенные платиной в различной мере, железистая платина кубической сингонии, тетрагональная медно-железистая платина, платиновая медь и платиново-рутениево-иридиевая медь, сульфиды рутения, сульфоарсениды родия и иридия.

Перейдем к рассмотрению собственно дунитовых (дунит-клинопироксенитовых) массивов, с которыми концентрация платиновых металлов может достигать промышленного значения, как в некоторых дунитовых массивах платиноносного пояса Урала. Богатые хромитовые залежи в гипербазитах этого типа не встречаются (они генетически связаны с гарцбургитами, практически отсутствующими в составе платиноносных дунитовых массивов), но платиновые минералы, как и в дунит-гарцбургитовых массивах, имеют отношение к сегрегациям хромита, образующим в дунитах гнезда, шлиры, столбы и жилородные тела. Дуниты, в которых они залегают, характеризуются широкими вариациями железистости, нарастающей обычно в направлении к перекрывающим дуниты клинопироксенитам. Соответственно изменяются состав хромшпинелидов и набор самородных металлов. В магнезиальных породах концентрируются преимущественно осмий и иридий, а в железистых породах усиливается роль платины в ассоциации с родием и палладием или железом. В дунитах платиноносного пояса Урала самородная минерализация представлена следующими видами (в порядке возрастания в них роли платины): осмистым иридием, платиново-осмистым иридием, поликсомом.

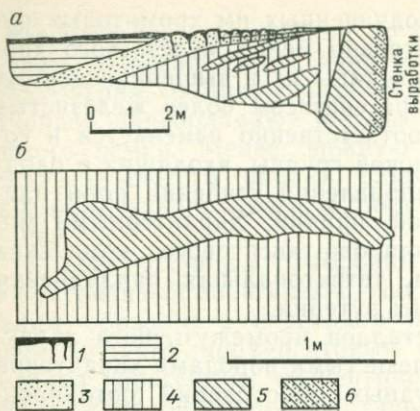


Рис. 91. Секущее и согласное положение платиноносных гортонолитовых дунитов в расслоенной серии Бушвельдского плутона (а) и форма его тела в пегматоидном диаллагите (б). По Р. Вагнеру:

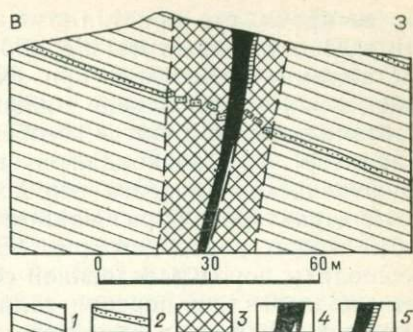
1 — почва (черный торф); 2 — диаллагит; 3 — хромитит; 4 — пегматоидный диаллагит и норит; 5 — гортонолитовый дунит; 6 — гортонолитовый верлит

Месторождения платины, связанные с обособлением хромшпинелидов в дунитовых массивах, относятся к так называемому уральскому типу. Железистые дуниты (гортонолитовые и фаялитовые) могут содержать промышленные концентрации платины и образовывать месторождения бушвельдского типа. В месторождениях этого типа в Бушвельдском интрузиве платина находится в виде трубообразно распространенной вкрапленности, в мелких жилах, в линзах, являясь составной частью гортонолитовых дунитов и ассоциированных с ними пегматоидных диаллагитов и диаллагитовых норитов. Гортонолитовый дунит (с содержанием платины 63,1 г/т) имеет следующий состав (%): $\text{SiO}_2 = 34,25$; $\text{TiO}_2 = 0,05$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,45$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,10$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,90$; $\text{FeO} = 35,55$; $\text{MnO} = 0,40$; $\text{MgO} = 22,0$; $\text{CaO} = 2,35$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,20$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,05$; $\text{H}_2\text{O} = 0,55$.

Встречаются и более богатые титаном разновидности дунитов, содержащие наряду с хромитом ильменит. Обогащенность платиной и постоянная ассоциация гортонолитовых дунитов с диаллагитами и диаллагитовыми норитами свидетельствуют о их связи с проявлением жидкостной несмесимости в железистых магмах (верлитовых или оливин-клинопироксенитовых), входящих первоначально в нижнюю расслоенную магматическую серию Бушвельдского интрузива и отчасти внедряющихся в верхние его части в виде трубообразных тел. К такому выводу приводит специфика залегания гортонолитовых дунитов в Бушвельдском массиве (рис. 91), образующих, с одной стороны, неправильные обособления в пегматоидных диаллагитовых породах, в общем согласные с расслоенностью массива, с другой — секущие трубчатые внедрения, в которых они ассоциируются с гортонолитовыми верлитами. По мнению П. Вагнера, после открытия трубок на Мойхуке и Онвервахте было установлено, что они под прямым углом пересекают общую стратификацию.

Рис. 92. Схематический разрез через Онвервахтскую платиноносную трубку.
По П. Вагнеру:

1 — бронзитит с мелко рассеянным хромитом; 2 — пласты хромитовой руды; 3 — верлит и оливиновый дунит; 4 — гортонолитовый дунит; 5 — диаллагово-роговообманковая порода с гортонолитом, местами переходящая в гортонолитовый дунит



Следует, однако, добавить, что известны также большие залежи гортонолитового дунита, связанные с пегматоидным диаллагитом и залегающие согласно стратификации. Очевидно, имело место дунит-пироксенитовое расщепление железистой верлитовой магмы, в процессе которого дунитовый расплав сконцентрировал в себе платину, что и определило промышленное значение дунитов, хотя платиновые минералы отмечаются и в ассоциированных с ними породах (пегматоидных диаллагитах и др.). Обогащение исходных верлитовых расплавов платиной происходило, по-видимому, в ходе их интрузивного внедрения в стратифицированные комплексы массива, которые сами по себе платиносны. П. Вагнером впервые было установлено, что гортонолитовый дунит и связанные с ним породы заняли свое настоящее положение путем магматического замещения (*mise place*). Этот процесс представляет собой наиболее эффективный механизм избирательного усвоения магмами компонентов вмещающих пород (в данном случае платины).

Перидотитовые (верлитовые) трубки, в центральных частях которых залегают гортонолитовые дуниты (в ассоциации с диаллагитами), характеризуются «просвечиванием» через них структуры (слоистости и др.) вмещающих пород, что служит признаком их внедрения путем магматического замещения. Это наглядно выражено, например, в платиноносной трубке Онвервахт, пересекающей пласт хромитовой руды, который прослеживается через нее в виде цепочки очень слабо нарушенных ксенолитов хромита (рис. 92). Вблизи ксенолитов дуниты обогащены платиной, о чем свидетельствуют слова П. Вагнера: «...наибольшие содержания, на которые когда либо наталкивались, заключались в хромитовых ксенолитах и находились по соседству с ними». Из этих соотношений следует, что отщепление богатого железом дунитового расплава от перидотитовой (верлитовой) магмы происходило на месте (без существенного последующего перемещения). Наблюдаемые соотношения свидетельствуют также о том, что застывание внедренной путем магматического замещения трубки происходило

от ее краев, где кристаллизовались довольно магнезиальные дуниты, а остаточные магмы, обогащенные железом и платиновыми металлами, оттеснялись при этом к центру трубки, где и проявилась в них в полной мере жидкостная несмесимость с отщеплением гортонолитовых дунитов, особенно богатых платиной. Флюидный характер этих дискордантно внедренных в расслоенную серию Бушвельдского массива перидотитов доказывается их пегматоидным характером, образованием в связи с ними диаллагово-роговообманковых пород (см. рис. 92) и интенсивным воздействием на ксенолиты пород расслоенной серии, и особенно на хромиты, которые подвергались перекристаллизации с укрупнением в них зерен платины. П. Вагнер отмечает, что в них часто можно было различить грубую платину, которая невооруженным глазом никогда не видна в нормальном хромите. Вообще же, распределение платины и сопутствующих металлов в Бушвельдском массиве подчинено его общей расслоенности, причем в нижней зоне ультраосновных пород, как и в офиолитовых массивах, концентрация этих металлов связывается со слоями хромитоносных руд и с дунитами, входящими в ассоциацию с ними. Однако расслоенные малоглубинные массивы, типичным представителем которых является Бушвельд, отличаются по составу платиновых металлов от более глубоких (плутонических) массивов офиолитовой формации, типичным представителем которых является Кемпирсайский массив на Урале.

Дуниты и подчиненные им хромиты являются концентраторами платиновых металлов в ультраосновных зонах базит-гипербазитовых массивов, которые по возрастанию щелочности образуют закономерный ряд от офиолитовых дунит-гарцбургитовых (с осмиево-иридиевой убогой минерализацией) до собственно дунитовых (дунит-клинопироксенитовых) с платиновой (поликсен, иридиевая платина и др.) минерализацией, подразделяющихся на типы геосинклинальных интрузивов (платиноносный пояс Урала) и платформенных трубообразных интрузивов кольцевого строения повышенной щелочности (Кондер, Инагли на Сибирской платформе).

Платиновая минерализация в интрузивах повышенной щелочности встречается в тесной ассоциации со щелочными пироксенами и амфиболами (эгирин-диопсидом и др.), но в общем сохраняются ее устойчивые парагенетические связи с хромитовой минерализацией как в самих дунитах, так и в хромитовых рудах. Дальнейшее звено этого ряда могут составлять щелочные ультраосновные массивы (с ийолитами, урритами, карбонатитами). В них дуниты уступают место оливинитам (теряют свою хромитоносную специализацию): интрузивы Меймеча-Котуйского региона на Сибирской платформе, в Карело-Кольской провинции, а также в Кении, Канаде, Гренландии. С вытеснением в оливиновых породах хромита титаномагнетитом (с переходом от дунитов к оливинитам) теряется их платиноносность, хотя этот воп-

рос до конца еще не исследован. Хромитовыми, сульфидными и малосульфидными типами платиновой минерализации не исчерпывается разнообразие ее проявлений. В платиноносном поясе на Урале известен Качканарский массив, в котором платиновая минерализация подчинена габбро-клинопироксенитовому комплексу с титаномагнетитовыми месторождениями, богатыми ванадием, в числе которых выделяются платиноносные типы. Платиновая минерализация в титаномагнетитовых рудах представлена полик-сеном с подчиненными ему другими минералами платиновой группы (иридистая платина, осмий, куперит и др.).

Охарактеризованное распределение платиновых металлов по типам пород по-новому освещает проблему образования дунитов, с которыми связаны особенно крупные концентрации этих элементов в устойчивой ассоциации с хромом. В геологической литературе дуниты часто рассматриваются в качестве реститов или кумулятов, что противоречит их условиям залегания, петрографическим особенностям и несовместимо с их металлогенической специализацией, обрисованной выше. Дуниты подчинены по условиям залегания перидотитам и образуются в результате проявления жидкостной несмесимости в перидотитовых расплавах (дунит-пироксенитового расщепления) на различных стадиях их эволюции и в широком диапазоне щелочности, с возрастанием которой ортопироксенит-дунитовая ассоциация последовательно сменяется клинопироксенит-дунитовой и клинопироксенит (якупирангит)-оливинитовой. В этой последовательности первая ассоциация является хромитоносной (с убогой родий-осмий-иридиевой минерализацией), вторая — платиноносной (с убогим хромитовым оруденением), а третья специализирована на железо, титан, ванадий, фосфор, редкие земли. В каждой ассоциации дуниты различаются по условиям залегания, петрографическим особенностям (составу хромшпинелидов) и металлогенической специализации. Например, в хромитоносном Кемпирсайском офиолитовом массиве на Урале отчетливо различаются хромшпинелидовые дуниты, подчиненные гарцбургитам и троктолитам, хромитовые дуниты, в которых залегают богатые хромитовые руды, и сульфидоносные дуниты, отличающиеся от других типов высокой железистостью оливина, содержащего 9—12 % Fe_2SiO_4 в отличие от 5—9 % в других типах дунитов. Различие первых двух типов дунитов отчетливо выражено на диаграмме состава хромшпинелей и хромитов Н. В. Павлова на рис. 93. Здесь молекулярная железистость $(\text{FeO} \cdot 100)/(\text{FeO} + \text{MgO})$ этих минералов рассматривается относительно железистости их хромитового минала $(\text{FeO} \cdot 100)/(\text{FeO} + \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3)$, без шпинелевого магнезиального компонента (MgAl_2O_4). На диаграмме отчетливо различаются по составу шпинель-хромитовых минералов два ряда гипербазитов (I и II). В эти ряды укладываются подчиненные им хромитовые руды, закономерно отличающиеся от их материнских пород более

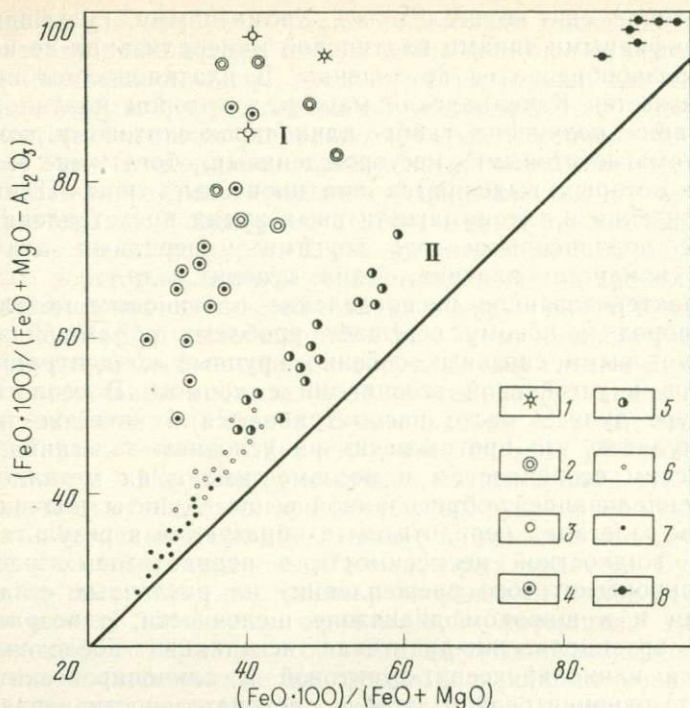
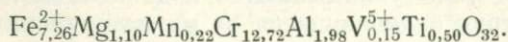
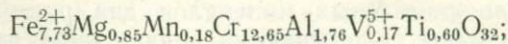
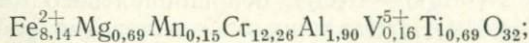


Рис. 93. Диаграмма состава хромшпинелидов (I) и хромитов (II) в породах и рудах Кемпирсайского офиолитового массива на Урале. По Н. В. Павлову и др.:

1 — троктолиты; 2 — гарцбургиты; 3 — хромшпинелевые дуниты; 4 — хромшпинелевые бедные руды; 5 — хромитовые дуниты; 6 — бедные (вкрапленные) хромитовые руды; 7 — богатые хромитовые руды; 8 — обыкновенные хондриты *H*, *L* и *HH* типов (для сравнения)

магнезиальным составом хромшпинелей и хромитов. Хромитовое оруденение в гипербазитовых массивах обычно находится в ассоциации с дунитами, различие которых по трендам изменения шпинель-хромитовых минералов, подчеркнутое диаграммой (см. рис. 93), имеет большое практическое значение, так как богатые хромитовые руды связаны исключительно с дунитами типа II. Тренд изменения состава хромитовых минералов с ростом их железистости в породах этого типа завершается хромитами, свойственными хондритам, закономерно изменяющим свой состав в эволюционном ряду *LL* — *L* — *H* в направлении понижения железистости:



Изложенные соотношения различных типов ультрамафитов, каждый из которых сопровождается специфическим оруденением (хромитовым, платиновым, медно-никелевым), свидетельствуют о существовании флюидных расплавов, соответствующих главным типам ультрамафитов или, по крайней мере, являющихся материнскими по отношению к дискретно обособленным в них рудным телам. Эти рудные тела, подчиненные ультрамафитам, преимущественно магматические образования, возникающие в результате жидкостной рудно-силикатной несмесимости во флюидных остаточных магмах [6].

В ходе консолидации массивов рудные расплавы (хромитовые, титаномагнетитовые, сульфидные и др.) остаются в жидком состоянии дольше силикатных и во многих случаях внедряются в заключающие их породы, что отражает их фузивную (гистеромагматическую) природу.

С давних времен в петрографии в качестве доказательства существования расплавов, соответствующих интрузивным породам, использовалось наличие их вулканических аналогов. Вулканическими эквивалентами ультрамафитов являются коматииты, охватывающие диапазон составов от перидотитов (гарцбургитов, лерцолитов, верлитов) до пироксенитов. Как и интрузивные их аналоги, коматииты бимодальны (преобладают перидотитовые и пироксенитовые разновидности, тогда как промежуточные составы коматиитов относительно редки). Как и глубинные ультрамафиты, они входят в ассоциацию с основными породами, залегая в ряде случаев в нижних частях потоков магнезиальных базальтов. Это дает повод некоторым исследователям интерпретировать их происхождение, как и глубинных ультрамафитов, исходя из кумулятивной гипотезы осаждения оливиновых и пироксеновых кристаллов. Однако наблюдаемое разделение потоков на базальтовые (верхние) и коматиитовые (нижние) слои происходило, как и в глубинных комплексах, в результате проявления жидкостной несмесимости, поскольку оливин и пироксен в коматиитах выделяется в виде скелетных кристаллов, что обуславливает особую структуру этих пород (спенифекс) и исключает их кумулятивное происхождение. Кроме того, коматииты образуют в вулканических комплексах самостоятельные лавовые потоки, силлы, дайки. Скелетный рост оливина в перидотитовых коматиитах может привести к возникновению длиннопризматических кристаллов (микролейст, лейст и крупных мегалейст), в интерстициях между ними образуются пироксены или существенно пироксеновое стекло. Соответственно типично закалочная структура скелетного роста оливина в этих породах (спенифекс) уступает место структуре, которую можно назвать оливин-лейстовой (или оливин-мегалейстовой в случае очень крупных сильно вытянутых призм оливина). Эта структура отражает несколько замедленную консолидацию расплавов, в результате чего скелетные кристаллы оливина успевали

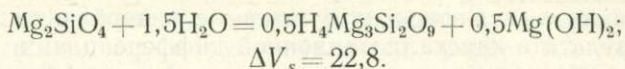
дорости до лейст, но в общем обе эти структуры (спенифекс и оливин-лейстовая) возникают в режиме переохлаждения ультрамафитовых магм вследствие быстрой потери ими летучих компонентов в вулканических условиях. Субвулканические небольшие тела (силлы или дайки) пород были описаны В. Ф. Белым и В. В. Акининым в 1986 г. в Эскимосском срединном массиве на Чукотке. Они отвечают по составу дунитам и гарцбургитам (массовая доля, %): $\text{SiO}_2=39,26$; $\text{TiO}_2=0,03$; $\text{Al}_2\text{O}_3=2,32$; $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}=9,61$; $\text{MnO}=0,22$; $\text{MgO}=47,80$; $\text{CaO}=0,43$ и сложены в основном оливинном, образующим узкие длинные лейсты: $\text{SiO}_2=37,38$; $\text{FeO}=9,65$; $\text{MnO}=0,19$; $\text{MgO}=51,48$; $\text{Na}_2\text{O}=0,04$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,05$; $\text{NiO}=0,28$, промежутки между которыми заполнены преимущественно энстатитом: $\text{SiO}_2=58,27$; $\text{Al}_2\text{O}_3=0,57$; $\text{FeO}=6,11$; $\text{MnO}=0,01$; $\text{MgO}=34,39$; $\text{CaO}=0,10$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,19$; $\text{NiO}=0,05$. Эти оливин-лейстовые дуниты и гарцбургиты отличаются от своих глубинных аналогов повышенной степенью окисления железа, что отражается в первую очередь на составе содержащегося в них хромита, который, кроме того, необычно богат титаном и марганцем ($\text{TiO}_2=0,31$; $\text{Al}_2\text{O}_3=7,05$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,88$; $\text{FeO}=24,00$; $\text{MnO}=1,27$; $\text{MgO}=5,37$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=60,25$).

Субвулканические тела этих пород (слабо серпентинизированных, карбонатизированных и тремолитизированных) характеризуются четкими закалочными явлениями: тонкозернистая плотная и микролейстовая структура в их зальбандах по направлению к центральным частям становится все более крупнолейстовой и затем сменяется нормальной зернистой, свойственной глубинным гарцбургитам и дунитам. Обнаружение субвулканических аналогов этих пород имеет большое значение, поскольку оно завершает выявление аналогии между перидотитами и их вулканическими аналогами. Среди последних до этой находки были известны только ультраосновные коматиты, вулканические эквиваленты лерцолитов и верлитов (аналоги гарцбургитов раньше не были известны).

Перидотиты и их вулканические аналоги (ультраосновные коматиты) являются составной частью эвгеосинклинальных формаций и подвергаются совместно с вмещающими породами раннему (догранитному) метаморфизму — цеолитовому, пренит-пумпеллитовому, глаукофан-сланцевому, гранат-амфиболитовому и др., приуроченному обычно к подошвам их интрузивов и сопутствующему региональной серпентинизации перидотитов, тогда как во вмещающих вулканических породах развиваются процессы их спилитизации.

Эта формация метаморфических пород контролируется в своем распространении теми же глубинными разломами, которые определили размещение гипербазитов. По времени она относится к переходу от собственно геосинклинальной стадии со свойственным ей режимом растяжения подвижных поясов к последующему периоду развития в них складчатости и надвиговых дислокаций в ус-

ловиях интенсивного сжатия. С режимом растяжения связываются процессы метаморфизма с увеличением объема (ΔV_s , см³), такие, как цеолизация пород и ранняя серпентинизация гипербазитов:



В результате образуются зеленые немагнитные бруситовые серпентиниты петельчатой текстуры, в которых серпентин представлен хризотилowym типом, близким к лизардиту. Специфика его определяется наличием трехвалентного железа в четверной координации, отчасти входящего в атомной структуре этого минерала в кислородные тетраэдры (с замещением кремния). Она свидетельствует о щелочном характере растворов, вызывающих раннюю серпентинизацию гипербазитов (щелочная среда способствует понижению координационного числа элементов с амфотерными свойствами, вхождению их в «кислотные радикалы» минералов). Это может служить дополнительным аргументом в пользу прямой генетической связи ранних серпентинитов офиолитовых поясов с глаукофановыми (голубыми) сланцами, содержащими щелочные минералы (глаукофан-рибекитовые и жадеит-эгириновые твердые растворы, эгирин, рибекит и др.). Связь серпентинизации перидотитов с глаукофановым метаморфизмом в офиолитовых поясах неоднократно подчеркивалась в литературе.

С развитием дислокаций и складчатости метаморфизм офиолитовых поясов приобретает иной характер, сопровождаясь прогрессивным преобразованием брусит-хризотилowych (лизардитовых) серпентинитов в магнетит-антигоритовые типы в результате их расщепления и частичной дегидратации.

В последующий орогенный период получает развитие формация гнейсов, мигматитов и гранитов, перекрывающая продукты раннего (догранитного) метаморфизма, которые сохраняются при этом в офиолитовых складчатых поясах в виде реликтов (например, в поясе Сангун в Японии).

При наложении высокотемпературного метаморфизма на серпентиниты происходит их дегидратация, сопровождающаяся регенерацией дунитов и перидотитов. Последние обладают бластическими структурами и реликтовыми останцами серпентинитов (бруситовых, магнетитовых, с баститом или без него), замещаемых зернистыми агрегатами оливина. Регенерированные дуниты и перидотиты представляют особый генетический тип этих пород. Они характеризуются большой свежестью и могут ошибочно приниматься за молодые гипербазитовые внедрения в метаморфические комплексы.

Кристаллизационный эффект наиболее наглядно проявляется образованием скрытой расслоенности субвулканических интрузивов, которая выражается в сопряженном направленном повышении железистости силикатов (пироксена и др.) и содержании

альбитового компонента в плагиоклазе. Эта зависимость специфична для каждого интрузива, определяясь окислительно-восстановительными условиями и скоростью его консолидации.

В массивах выделяются кумулятивные гипербазиты, возникающие в результате кристаллизационной дифференциации пикритовых и пикрит-базальтовых магм в ходе накопления (аккумуляции) кристаллизующегося из них оливина. В основных магмах нормальной щелочности этот процесс не играет важной петрогенетической роли, так как кристаллизация оливина в них проявляется незначительно, быстро сменяясь образованием энстатита, реакционно замещающего оливин.

С повышением щелочности область кристаллизации оливина в основных магмах расширяется вплоть до полного вытеснения им поля кристаллизации энстатита. Выделение оливина в щелочных магмах пикрит-базальтов (океанитов) непосредственно сменяется кристаллизацией диопсида. В этих породах прослеживается накопление оливина и образование кумулятивных гипербазитов в основании их лавовых потоков и силлов. При изучении этих пород на океанических островах Чарлзом Дарвином был выявлен и обоснован механизм гравитационно-кристаллизационной магматической дифференциации. Кристаллизационное обособление перидотитов в подошве силлов определяет их базит-гипербазитовую расслоенность, которая отличается по ряду признаков магматической расслоенности, обусловленной развитием жидкостной несмесимости в магмах.

Кристаллизационная дифференциация наглядно проявляется в динамике внедрения в земную кору магм, частично раскристаллизованных в глубинных мантийных очагах (содержащих интрателлурические выделения минералов) [17]. Наиболее глубинное происхождение имеют алмазоносные типы магм пироповых перидотитов и эклогитов. Ранние этапы их кристаллизации относятся к глубинам мантии (150—200 км), где возникает алмаз в ультраосновных и основных магмах, насыщенных углеводородными и сероводородными флюидами настолько, что алмаз кристаллизуется в них в числе наиболее ранних минералов (фенокристаллов) совместно с хромистым пиропом, хромитом, омфацитом, сульфидами и другими минералами — его спутниками. Алмазоносные магмы, частично раскристаллизованные в глубинных условиях, внедряются затем в земную кору, где окончательно застывают, давая начало сериям первичных алмазоносных пород — перидотитов, гранатовых пироксенитов, эклогитов, образующих, по-видимому, расслоенные интрузивы. При последующей активизации структур их внедрения первичные алмазоносные породы в той или иной мере замещаются флюидными магмами (с унаследованием ими алмазов и его спутников), которые дают начало вторичным алмазоносным породам — кимберлитам и лампроитам (см. рис. 8). Кимберлитовый магматизм зарождается и развивается в глубинных плутонических зо-

нах высокого флюидного давления в результате замещения низкотемпературными флюидными карбонатно-водными расплавами интрузивных тел пироповых алмазоносных перидотитов (и ассоциирующихся с ними эклогитов). Внедрение их в платформенные структуры в виде даек и трубок является процессом эксплозивного плутонизма. Этот тип магматизма представляет собой дополнительное свидетельство уже подчеркивавшейся выше эффективности усвоения магмами вещества других пород в ходе их магматического замещения. Кимберлиты не содержат своей собственной высокобарной минерализации, что является дополнительным свидетельством зарождения и развития их в земной коре, хотя и в глубинных (плутонических) ее зонах. Алмазы кимберлитов и их спутники по свойствам и минеральным включениям относятся к перидотитовому и эклогитовому типам, которые могут рассматриваться по отношению к алмазу в качестве материнских пород, тогда как алмазоносность самих кимберлитов обусловлена замещением алмазоносных пород с захватом содержащихся в них алмазов совместно с другими минералами — их спутниками (гранатом, омфацитом, хромитом, коэситом, муассанитом и др.). До недавнего времени к таким магмам с унаследованной высокобарной минерализацией относились только кимберлиты, но в последние годы разнообразие пород с унаследованной алмазоносностью увеличивается. В Австралии были обнаружены трубки, жилы, силлы щелочных лампрофиров и их вулканических аналогов — лампроитов, так же как и кимберлитов, содержащих алмазы перидотитового и эклогитового типов. В метаморфических складчатых формациях, включающих силлы алмазоносных рутиловых эклогитов и гранатовых перидотитов и пироксенитов, устанавливается зараженность мелкими перекристаллизованными алмазами, замещающих их гранитов и мигматитов, метасоматических кварцитов и карбонатных пород, графитовых гранато-сланцевых диафторитов, а также гранатовых гнейсов и амфиболитов, образующихся при их метаморфизме. Все типы являются также источником алмазоносных пород в россыпях.

Алмаз обнаруживает устойчивость при вторичных наложениях и способность к метастабильной перекристаллизации, сохраняясь в виде мелкозернистых агрегатов, проявляющих тенденцию к разрастанию в ходе образования таких разновидностей алмазов, как карбонадо, баллас и др. Эта перекристаллизация происходит в более окислительной обстановке (по сравнению с условиями роста алмазов) и сопровождается частичной миграцией углерода с относительно высокой долей тяжелого изотопа углерода (в форме CO_2), так что по мере развития этого процесса остающийся мелкозернистый агрегат алмаза во все большей мере обогащается легким изотопом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ бразильских карбонадо равно -28‰). При этом алмаз может частично переходить в графит.

В карбонадо, найденном С. А. Шекой в Приморье, в свежих сколах видно, что зерна образуют пористый агрегат мелких кристалликов алмаза. Поры включают мелкие (0,4—0,8 мм) дипирамиды желтого анатаза или заполнены глинистым минералом. Вокруг пор иногда концентрируется тонкораспыленный графит. В карбонадо из россыпей Якутии Ю. Л. Орловым и Ф. В. Каминским в 1984 г. обнаружен лонсдейлит, что свидетельствует об интенсивной деформации, которой сопровождался процесс перекристаллизации алмаза. Вообще, не только по структурно-текстурным особенностям, но и по дефектам кристаллической решетки кристаллы алмаза, слагающие карбонадо, существенно отличаются от монокристаллов алмаза. Явления растворения алмаза (с переходом их в CO_2), метастабильного образования тонкокристаллических агрегатов (с облегченным изотопным составом углерода) и частичного превращения в графит происходят при замещении алмазоносных перидотитов и эклогитов кимберлитовыми и особенно лампронтовыми, которые в той или иной мере наследуют алмазность замещаемых пород, а также в ходе метаморфических преобразований интрузивных алмазоносных залежей в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах (при тектонических деформациях, диафорезе, гранитизации и др.).

В кимберлитах перекристаллизация алмазов выражена сравнительно слабо, и типичные карбонадо в них не отмечаются. Однако минимальные значения $\delta^{13}\text{C}$, например в трубке Мир (—34,2, —34,3, —34,4 ‰), отвечают случаям, когда алмаз представлял собой поликристаллические сростки, состоящие из мелких кристаллов октаэдрической формы с включениями графита, пирропа, хромдиоксида. В трубке Удачная была обнаружена алмазная жеода, сложенная поликристаллической массой, имевшей изотопный состав —22,2 ‰. Возможно, вторичное происхождение имеют и некоторые оболочки алмазных кристаллов, сложенные изотопно облегченным углеродом, образование которых связано с растворяющим воздействием кимберлитовой магмы и переходом части алмазного вещества в углекислотную форму. С переходом от кимберлитового к лампронтовому и щелочно-базальтовому магматизму растворяющее воздействие расплавов на алмазы, захваченные ими в ходе замещения алмазоносных перидотитов, должно возрастать, что обусловлено повышением температуры этого процесса. В щелочных базальтах (лейцитовых и нефелиновых) алмаз и его минеральные спутники (в том числе муассанит) сохраняются только в виде незначительных реликтов и, согласно Ф. В. Каминскому, представлены поликристаллическими агрегатами.

Более благоприятными для формирования алмазных агрегатов типа карбонадо представляются низко- и среднетемпературные метаморфические преобразования алмазоносных пород (эклогитов и перидотитов), слагающих силлы в осадочных и вулканогенно-

осадочных толщах и подвергающихся совместно с ними складчатости и другим деформациям, диафторезу, метасоматозу, гранитизации и мигматизации. При этом метаморфические комплексы наследуют алмазоносность эклогитовых и перидотитовых пород, но уже в существенно переработанном виде, фактически представляя собой метаморфические алмазоносные породы, подобные графитовым алмазоносным сланцам и диафторитам Либерии и других регионов. Такие комплексы свойственны докембрийским эклогитоносным формациям, с которыми связываются алмазные россыпи в Бразилии, Венесуэле и Восточной Австралии. Эти россыпи характеризуются существенным содержанием карбонадо и мелких алмазов метаморфического происхождения.

Эту способность к метастабильной перекристаллизации, часто собирательного характера, проявляют, по-видимому, и спутники алмаза, особенно гранат, зерна которого, содержащиеся в перидотитах и эклогитах, при наложении на эти породы диафтореза нередко укрупняются с одновременным обеднением их магнием и железом (и соответствующим обогащением кальцием). В слюдяных диафторитах, замещающих перидотит-эклогитовые комплексы в складчатых формациях, нередко встречаются зерна магнезиального граната размером до нескольких сантиметров. В них может сохраняться также алмаз в реликтовых зернах или в полностью перекристаллизованном состоянии (в виде мельчайших кристалликов или их губчатых агрегатов). Перекристаллизация граната и алмаза происходила вне поля их термодинамической устойчивости, что составляет главное отличие этого процесса от первичного образования парагенезисов данных минералов (вместе с другими спутниками алмаза) в ультраосновных или основных магмах, которое строго ограничивается глубинными очагами высокого давления (литостатического и флюидного), соответствующего минеральной фации алмазоносных пород (см. рис. 2 и 3). К этому заключению приводит изучение минеральных включений в кристаллах алмаза, представленных исключительно ассоциациями высокого давления (4,0—6,0 ГПа). Для гранатовых перидотитов показателен парагенезис бедных алюминием энстатита и хромита (его состав в скобках, %): $\text{SiO}_2=57,39$ (0,26); $\text{TiO}_2=0,01$ (0,05); $\text{Al}_2\text{O}_3=0,44$ (6,80); $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,33$ (63,83); $\text{FeO}=4,30$ (14,52); $\text{MgO}=37,06$ (14,52); $\text{MnO}=0,12$ (0,01); $\text{CaO}=0,35$ (0,01). Этот парагенезис отвечает температуре образования около 1100 °С и высокому (мантийному) давлению — около 4,5 ГПа. В перидотитах обычно наблюдается несколько поколений минералов, возникающих в последовательности понижения давления в ходе внедрения частично раскристаллизованных магм. Минералообразование в перидотитах завершается обычно уже после их консолидации и выражается в формировании в них келифитовых кайм, окружающих зерна граната, в которых могут содержаться те же минералы — энстатит и хромшпинель (ее состав в скобках, %), но

уже принципиально иного состава: $\text{SiO}_2=52,22$ (0,08); $\text{TiO}_2=0,08$ (0,07); $\text{Al}_2\text{O}_3=7,85$ (50,87); $\text{Cr}_2\text{O}_3=1,25$ (16,72); $\text{FeO}=6,59$ (12,24); $\text{MgO}=30,11$ (19,55); $\text{MnO}=0,38$ (0,37); $\text{CuO}=1,40$ (0,04); $\text{Na}_2\text{O}=0,12$ (0,02). Этот парагенезис минералов отвечает высокой температуре (1050°C), но низкому (коровому) давлению.

Имеются структурные признаки того, что перидотиты замещались кимберлитовыми магмами после формирования в них келифитовых кайм: кристаллы граната в перидотитовых ксенолитах, окруженные келифитовыми каймами, срезаются контактами их с кимберлитами. Это позволяет связывать кимберлитовый магматизм с магматическим замещением интрузивных внедрений пироповых перидотитов в пределах земной коры, как это очевидно для щелочно-карбонатитовых комплексов. Однако по отношению к ним кимберлитовый магматизм представляет фацию большей глубинности, в которой флюидное давление поддерживается на более высоком уровне. Вследствие этого магматическому замещению подверглись интрузивы пироповых алмазоносных перидотитов, а относительно низкая температура замещения (около 500°C) способствовала сохранению в них алмаза, который захватывался кимберлитовыми магмами, получавшими, таким образом, алмазоносную специализацию. Эта специализация усиливается с возрастанием глубинности генерации кимберлитовой магмы, чему способствует ослабление ее растворяющего воздействия на захваченные алмазы (вследствие понижения температуры). Примером наиболее оптимального развития кимберлитового магматизма может служить трубка Мир. Перидотиты во включениях этой трубки представлены в основном зернистыми разновидностями, что указывает на глубинное (плутоническое) развитие кимберлитового магматизма; соответственно растворяющее воздействие кимберлитовой магмы на захваченные алмазы оказывалось здесь минимальным. Трубка Удачная отличается широким распространением во включениях порфировых типов перидотитов, что свидетельствует о менее глубинном уровне генерации кимберлитовой магмы и о ее более высокотемпературном характере. Поэтому растворяющее воздействие кимберлитового магматизма на алмазы выражено в этой трубке более сильно.

Еще сильнее растворяющее воздействие на захватываемые алмазы оказывают лампроитовые щелочные магмы. Кристаллизация в них отражает их высокотемпературный и малоглубинный характер. Содержащиеся в лампроитах алмазы в трубках Западной Австралии настолько интенсивно корродированы, что кажется удивительной принадлежность лампроитовой магмы к алмазоносным типам. Во многих регионах, например в Испании, лампроитовые породы не алмазоносны.

Таким образом, внедрение перидотитов в земную кору из глубинных очагов кристаллизации алмазов и его спутников отвечает перепаду давления 3,4—4,0 ГПа. В ходе этого внедрения происхо-

дит дифференциация перидотитовых магм, определяющая разделение их на зернистые (плутонические) и порфировые (менее глубинные) типы.

В зернистых типах перидотитов, представляющих интрузивную (плутоническую) фацию, катаклиз не проявлялся или проявлялся в значительно меньшей степени, так как стрессовые напряжения в этих условиях реализовались пластическими деформациями. Катаклиз пород вообще свойствен только верхним частям земной коры. Различия порфирированных и зернистых типов перидотитов отражают их принадлежность к субвулканической и плутонической фациям. Порфирировые типы являются более высокотемпературными образованиями (1100—1300 °С) по сравнению с зернистыми (900—1000 °С), и соответственно минералы в них характеризуются более разупорядоченной атомной структурой и более широкими диапазонами изоморфных замещений. Например, гранаты (в том числе хромистые разновидности) в порфирированных перидотитах богаты титаном, что способствует вхождению в их состав некоторого количества натрия. Хромистые их типы ассоциируют с хромшпинелью, также богатой титаном. Ниже приводится сопоставление составов граната и хромшпинели (в скобках, %) из этих пород: $\text{SiO}_2=41,21$ (0,25); $\text{TiO}_2=0,99$ (4,24); $\text{Al}_2\text{O}_3=14,33$ (5,65); $\text{Cr}_2\text{O}_3=9,61$ (49,85); $\text{FeO}=8,89$ (25,35); $\text{MnO}=0,18$ (0,12); $\text{MgO}=19,66$ (13,18); $\text{CaO}=6,04$ (нет); $\text{Na}_2\text{O}=0,08$ (нет).

В ассоциацию с этими минералами входит оливин с железистостью около 13. Вместо хромшпинели в порфирированных перидотитах часто встречается ильменит. Кристаллы граната нередко зональны по хрому (краевые части кристаллов бедны хромом), причем малохромистые и богатые хромом гранаты могут совместно образовывать вкрапленники в одной породе.

Порфирировые типы перидотитов являются особенно ярким свидетельством внедрения в верхние слои перидотитовых магм, содержащих глубинные (интрателлурические) фенокристаллы. В одном образце этих пород из трубки Удачная обнаружены фиолетовые и оранжевые фенокристаллы граната различного состава. Очевидно, происходило обычное для вулканических образований телескопирование вкрапленников вследствие их оседания в интрузивной ультраосновной магме. По общему составу порфирировые типы перидотитов закономерно отличаются от зернистых повышенными концентрациями щелочей, кальция, алюминия, железа, титана и пониженным содержанием магния. Это иллюстрируется путем сопоставления состава типичных образцов этих пород из трубок севера Лесото (массовая доля, %; в скобках — порфирировый тип): $\text{SiO}_2=43,57$ (43,09); $\text{TiO}_2=0,02$ (0,16); $\text{Al}_2\text{O}_3=0,60$ (1,86); $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,82$ (1,70); $\text{FeO}=4,68$ (6,27); $\text{MnO}=0,10$ (0,12); $\text{MgO}=46,23$ (41,85); $\text{CaO}=0,52$ (2,04); $\text{Na}_2\text{O}=0,07$ (0,25); $\text{K}_2\text{O}=0,06$ (0,02); $\text{H}_2\text{O}=2,42$ (2,27); $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,16$ (0,20); $\text{NiO}=0,24$ (0,22).

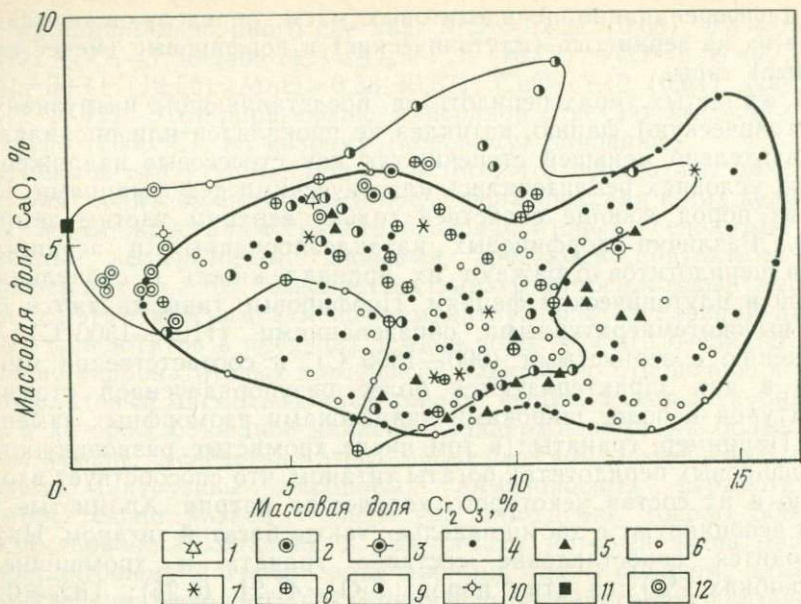


Рис. 94. Диаграмма Н. В. Соболева [27] (с дополнениями и изменениями) с полями составов граната в ассоциации с алмазом (окоптурено жирной линией) и в гигантозернистых пегматитовых перидотитах (окоптурено тонкой линией):

1 — алмазные флогопитовые лердолиты (трубка Мотае, Лесото); 2 — алмазные лердолиты трубки Финш (ЮАР); 3 — алмазные гарцбургиты трубки Шаффер (США); 4 — включения в алмазах (трубка Удачная); 5 — алмазные перидотиты (Удачная); 6 — включения в алмазах (трубка Айхал); 7 — алмазные гигантозернистые перидотиты (Айхал); 8, 9 — гигантозернистые перидотиты без алмазов (8 — Айхал, 9 — Удачная); 10 — гигантозернистые вебстериты (включения в кимберлитах из трубок Южной Африки). 11, 12 — перидотиты в комплексах метаморфических пород (11 — титан-клиногумитовые перидотиты в ассоциации с эклогитами в Кокчетавском комплексе в Казахстане, 12 — перидотиты скв. Т-7 в Богемском кристаллическом массиве в Чехословакии)

Кристаллизация крупных кристаллов алмаза в перидотитовых и эклогитовых породах определяется гигантозернистыми (пегматитовыми) фациями этих пород, связанных своим происхождением с остаточными расплавами. Они представлены отдельными нодулями и дезинтегрированным материалом в виде мегакристаллов (оливина, пироксенов, граната, ильменита, флогопита, клиногумита и др.). Содержание хрома в гранате гигантозернистых перидотитов варьирует в широких пределах (рис. 94) — от богатых хромом пироп-кнорингитовых разновидностей, ассоциирующихся с хромитом, до практически не содержащих хрома пиропов, входящих в парагенезис с ильменитом, флогопитом, клиногумитом. Бедные хромом перидотиты постепенно переходят во флогопитовые и флогопит-ильменитовые пироксениты, для которых характерны

графические структуры взаимного прорастания пироксена и ильменита. Гигантозернистые (мегакристовые) породы возникают в результате кристаллизации остаточных расплавов, связанных с преимущественным фракционированием оливина (обогащенные хромом и глиноземом гигантозернистые породы): гранат (пироп-кнорингит)-хромитовые перидотиты, гранат-хромшпинелевые породы, гранат-хромкианитовые пироксениты и т. д. Этот тренд фракционирования фиксируется в перидотитах образованием зональных зерен граната, обогащенных хромом к краям.

Противоположный более распространенный тренд формирования пегматоидных типов перидотитов и пироксенитов связывается с фракционированием граната и хромита, ведущим к обеднению остаточных магм хромом, так что кристаллизация хромита последовательно сменяется кристаллизацией хромшпинелидов и ильменита. Этот тренд фракционирования хорошо представлен в перидотитах, фиксируясь зональностью зерен граната, в которой от центра к краям снижается содержание хрома.

Остановимся на парагенезисах граната с клинопироксеном, фракционирование которого отражается на распределении кальция в зональных кристаллах граната. Его количество в зональных кристаллах пироба, образующееся в дунитовых и гарцбургитовых магмах, вначале увеличивается, поскольку пироп и минералы, сопровождающие его кристаллизацию (хромит, оливин), бедны кальцием и их фракционирование приводит к накоплению кальция в расплавах. Затем начинается кристаллизация клинопироксена — минерала, значительно более богатого кальцием, чем расплав, из которого он кристаллизуется, и соотношения резко изменяются, так что кристаллизующийся гранат обедняется кальцием по мере роста его кристаллов. Таким образом, кальциевость граната проходит через экстремум, приходящийся на начало кристаллизации клинопироксена в перидотитовых расплавах. Эти и другие варианты зонального строения зерен различных минералов в перидотитах специально рассматривались автором в работе, посвященной алмазонасным магмам. Они хорошо объясняются на основе модели кристаллизационной дифференциации ультраосновных магм и исключают представления о перидотитах как о реститовых образованиях.

Реститы, которым должна быть свойственна обратная зональность минеральных зерен (обогащенность их к краям тугоплавкими компонентами), являются породами проблематичными (образование их в процессах петрогенезиса петрографически не доказано). В перидотитах обратная зональность прослеживается только в зернах оливина в их контактах с хромшпинелью, связываясь с регрессивной перекристаллизацией пород, в ходе которой происходит перераспределение компонентов между этими минералами с обогащением хромшпинели железом, а оливина — магнием. В результате краевые зоны оливиновых зерен становятся более

магнезиальными. Перекристаллизация перидотитов, как и других магматических пород флюидного характера, начинается сразу после их кристаллизации и охватывает температурный интервал 700—1100 °С, ниже которого начинается их массовая серпентинизация.

Перейдем к рассмотрению проявлений кристаллизационной дифференциации, сочетающейся в расслоенных интрузивах с жидкостной несмесимостью расплавов. В связи с этим остановимся на расслоенности базит-гипербазитовых интрузивов, которая устанавливается в них вдоль контактов и в горизонтальном направлении.

Расслоенность в динамике быстрого охлаждения магмы вдоль контактов прослеживается даже в дайках, а горизонтальная расслоенность свойственна более стационарным условиям магматической консолидации. Они могут сочетаться в одном интрузиве, например в Маскокс в Канаде, в краевых зонах которого (130—230 м мощности) расслоенность направлена параллельно контактам, как и в подводящей дайке, а в центральной части мощностью 1800 м — горизонтально.

Наличие этих двух структурных направлений внутреннего строения массивов (силлов, лополитов, штоков, даек и др.) раскрывает природу их магматической расслоенности, возникающей на фронте консолидации магмы, сопровождающейся кристаллизационным фракционированием, образованием остаточных расплавов и развитием в них жидкостной несмесимости. Вначале магматическая кристаллизация распространяется от контактов магматических тел с вмещающими породами вследствие приконтактной закалки, а затем снизу вверх согласно градиенту распределения в магмах летучих компонентов. Как в приконтактной, так и в расслоенности центральных частей массивов проявляется ритмичность, в развитии которой одинаково важную роль играли процессы кристаллизационной дифференциации магмы, обусловленной ее консолидацией снизу вверх, и жидкостная несмесимость, особенно в остаточных расплавах, обогащенных летучими компонентами и рудными металлами, играющими важную роль в формировании рудных прослоев. Рассмотрим это на примере детально изученного массива Стиллоутер, богатая платиновая минерализация в котором приурочена к пласту (рифу Хауланд) оливиновых норитов (бронзитовых трактолитов) мощностью около 3 м в мощной (3,5 км) тонко ритмично расслоенной зоне анортозитов, норитов и трактолитов (с подчиненными прослоями габбро и перидотитов), разделяющей ультрамафитовую зону перидотитов и бронзинитов и зону габбро, венчающую массив (рис. 95). В основании массива залегают нориты с сульфидами меди, никеля и платиновой минерализацией (с содержанием Pt до 4,5 г/т, Pd до 3,4 г/т, Rh до 0,04 г/т), представленной висмута-теллуридами (котульскитом, меренскитом, мончеитом), арсенидами (стиллоутеритом), сульфи-

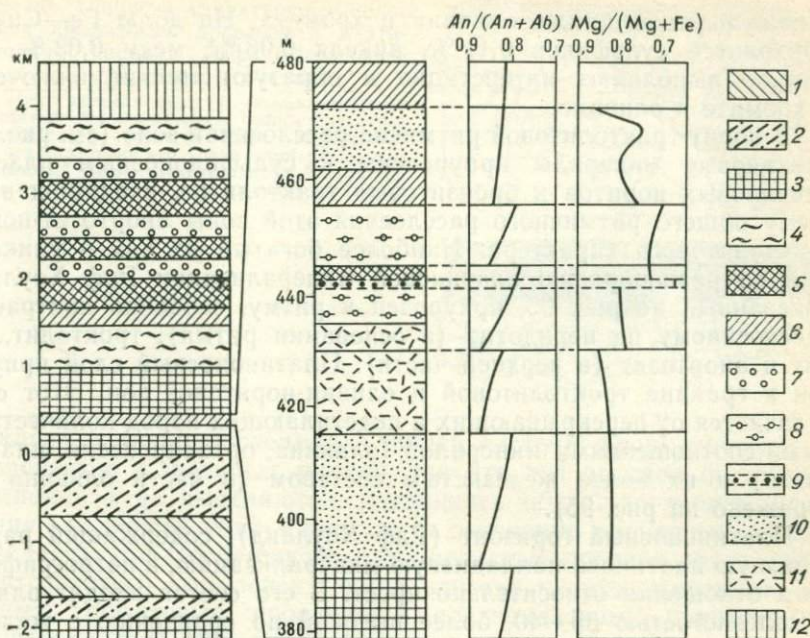


Рис. 95. Строение расслоенного массива Стиллеутер (стратиграфическая колонка) и положение в нем главного платиноносного горизонта (Рифа Хоуланд). По С. Тодду и др.:

1, 2 — ультрамафитовый комплекс (1 — дуниты и гарцбургиты; 2 — бронзититы); 3—5 — троктолит-габбро-норит-анортозитовый полосчатый комплекс (3 — нориты, 4 — габбро, 5 — анортозиты); 6—12 — ассоциации пород: 6 — троктолит-анортозитовая, 7 — троктолит-габбровая, 8 — перидотит-троктолит-габбро-норит-анортозитовая, 9 — подчиненная ей норит-троктолитовая платиноносная (риф Хоуланд мощностью 3 м), 10 — троктолит-анортозит-норитовая, 11 — троктолит-норит-анортозит-габбровая, 12 — пижонитовые габбро; $An/(An+Ab)$, $Mg/(Mg+Fe)$ — номер плагиоклаза и магнезиальность оливина

дами и стибнопалладином. В вышележащих бронзититах также залегают месторождения бедных платиновых руд в ассоциации с сульфидными выделениями — пирротином, пентландитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и арсенипиритом.

К слою ультраосновных пород (гарцбургитов и др.) приурочены богатые платиново-хромитовые руды (известно 15 рудопроявлений), залегающие в виде пластов. В наиболее богатых из них содержание платины и платиноидов в рудах не превышает 3 г/т (Pt 0,9; Pd 2,3; Rh 0,02), достигая максимума в железистых слоях. В остальных хромитовых слоях количество Pt не превышает 0,15 г/т, Pd — 0,31 г/т. Среди платиновых металлов преобладает Pd (62%), Pt составляет 43%, Rh 3,5%, Au 1,5%. Из платиновых минералов в хромитовых рудах обнаружены Pt-Fe сплавы, сульфиды (бреггит, куперит, лаурит) и арсениды (сперрилит, стиллеутерит) палладия и платины, входящих в состав интерстицион-

ных сульфидов, также оливина и хромита. На долю Fe—Cu—Ni приходится сульфидов 0,11 %, никеля 0,08 %, меди 0,03 %, они обычно выполняют интерстиции и образуют мелкие включения в хромите и оливине.

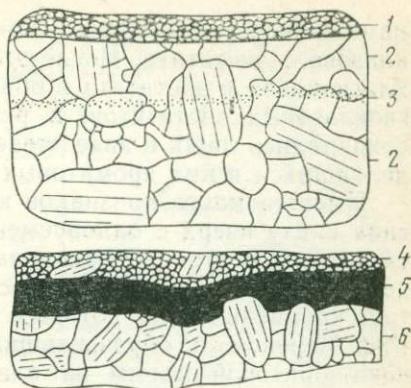
В норит-трактолитовой ритмично расслоенной зоне (см. рис. 95) платиновые минералы приурочены к сульфидоносным пластам оливиновых норитов и бронзитовых трактолитов, входящих в систему общего ритмичного расслоения этой зоны анортозит-норит-трактолитового характера. Наиболее богатый из них и уникальный по разнообразию платиновой минерализации Риф Хоуланд, показанный на рис. 95, приурочен к ритму, особенно контрастно расслоенному на перидотит (в основании ритма), троктолит, норит и анортозит (в верхней части). Платиноносный слой приурочен к границе троктолитовой и оливин-норитовой зон. Этот слой отличается от перекрывающих и подстилающих пород количественными соотношениями минералов (оливина, ортопироксена, плагиоклаза) и их более железистым составом (в части оливина это отражено на рис. 95).

Платиноносный горизонт (Риф Хоуланд), содержащий разнообразную платиново-палладиевую минерализацию, в петрографическом отношении относительно прост. В его состав входят оливин с железистостью 35—40, более высокой по сравнению с железистостью оливина подстилающих (около 20) и перекрывающих (около 15) пород, ортопироксен и плагиоклаз (76—80 % An), основность которого понижается от основания к кровле пласта, что отражает более общую скрытую расслоенность всей пачки пород (ритма), независимую от выделения в нем платиноносного горизонта (см. рис. 95). В нижней части каждого такого ритма выделяется слой троктолитов (реже плагиоклазовых перидотитов), отличающихся высокой основностью плагиоклаза. Затем породы переходят в энстатитовые и бронзитовые троктолиты, нориты, габбро, анортозиты с постепенным снижением основности плагиоклаза. Та или иная разновидность пород в этой последовательности может выпадать, но общая закономерность понижения основности плагиоклаза от подошвы ритма к кровле неизменно сохраняется.

Переход к каждому новому ритму вверх по разрезу фиксируется очередным троктолитовым слоем. Намечаются, таким образом, два порядка расслоения рассматриваемого комплекса, фиксируемые скачками состава минералов — плагиоклаза (расслоение на относительно крупные ритмы) и оливина, по высокой железистости которого в пределах этих ритмов выделяются слои, обогащенные железом, платиновыми металлами, серой, мышьяком и др. Их обособление происходило в результате проявления жидкостной несмесимости в магмах в пределах ритмов, выделяющихся по составу плагиоклаза. Эти слои четко обособляются более железистым составом оливина, тогда как кристаллизация пла-

Рис. 96. Примеры структурного положения хромитовых прослоев в платиноносных породах Рифа Меренского в Бушвельдском массиве:

1 — норит всячего бока; 2 — полевошпатовый бронзитит; 3 — хромитовая полоса («теневой прослой»); 4 — подошва Рифа Меренского; 5 — подстилающий его хромитовый пласт; 6 — оливниновый норит (полевошпатовый гарцбургит) лежащего бока. Натуральная величина



гиоклаза в них происходила в общей системе фракционирования компонентов в пределах ритмов, так что эти прослои по составу плагиоклаза не выделяются, подчиняясь общей тенденции понижения основности этого минерала от основания ритмов к их кровле. Исходя из этой особенности, платиноносные прослои трактолитов анортозитового комплекса можно отнести к типу «теневых», подобным хромитовым прослоям в плагиоклазовых пироксенитах Бушвельда (рис. 96), которые фиксируются зернами хромита, пересекающими зерна пироксена и плагиоклаза, кристаллизовавшиеся в общей системе консолидации пород, вмещающих хромитовые прослои. Такие соотношения описаны в Рифе Меренского (в главном платиноносном слое Бушвельдского массива).

Концентрация платиновых металлов связана с обособлением хромитовых прослоев и выделением слоев сульфидоносных пироксенитов. Рифом Меренского завершается образование хромитонесной тонко расслоенной (критической) зоны массива, но в целом он залегает в лейкократовых норитах и анортозитах. Хромитонесные слои, входящие в состав платиноносного Рифа Меренского, залегают в основных плагиоклаз-пироксеновых породах, выделяясь в ходе их консолидации в результате проявления жидкостной немесимости. Об этом свидетельствуют структурные соотношения хромитовых слоев (см. рис. 96) с вмещающими породами: хромитовые полосы обычно подвергаются быстрым изменениям мощности и в них часто выступают большие кристаллы бронзита, что возможно только при жидком состоянии хромитовых прослоев в ходе кристаллизации породы подстилающего слоя. Показательны в этом отношении также «теневые» прослои хромита, представленные цепочками его зерен, пересекающими кристаллы бронзита и полевого шпата, вмещающего полевошпатовый бронзитит. Очевидно, эти прослои (плагиоклаз-энстатит-хромитового нормативного состава) оставались частично жидкими (с выделяющимися в них кристалликами хромита) до тех пор, пока их не достиг под-

нимающийся снизу фронт кристаллизации вмещающего плагиоклазового энстатита. После этого в них началась кристаллизация плагиоклаза и энстатита в общей системе консолидации слоя плагиоклазовых энстатитов, в результате чего хромитовые прослои сохранились лишь в виде «тенивых прослоев» — цепочек ранее выделившихся в них хромитовых зерен.

Имеется много признаков кристаллизации Бушвельдского массива снизу вверх с одновременным развитием жидкостной несмесимости в остаточных расплавах. В результате ее происходило выделение не только хромитоносных, но и платиноносных горизонтов, крупнейшим из которых в Бушвельдском массиве является Риф Меренского, образовавшийся в результате расслоения оливиново-норитовой магмы на плагиоклаз-пироксенитовую и анортитовую (см. рис. 96).

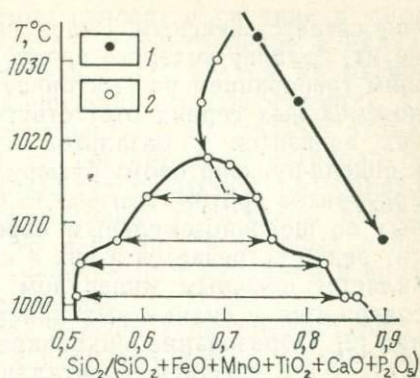
Сочетание кристаллизационной дифференциации с проявлениями жидкостной несмесимости в остаточных магмах лежит в основе расслоения также верхних частей интрузивов. Эти интрузивы нередко представляли собой магматические камеры, питающие извержения вулканов. В продуктах извержений магматическое расщепление остаточных расплавов наглядно фиксируется вариолитовой текстурой пород, сохраняющихся благодаря закалке.

По аналогии предполагаются петрологические схемы развития ряда магматических серий, завершающихся процессами жидкостной несмесимости в остаточных расплавах (см. рис. 77), ведущими к образованию контрастных по составу вулканитов, извергающихся совместно или разделяющихся в ходе извержений. В результате этого разделения чаще происходит извержение лейкократовых дифференциатов, составляющих апикальные части магматических очагов, тогда как меланократовые расплавы остаются в глубинных очагах (этим определяется меланократовый мафитовый состав многих расслоенных интрузивов).

Изучение базальтов нормальной щелочности трапповых формаций [39], отвечающих режиму низкого флюидного давления, показывает, что расщепление в них остаточных расплавов, богатых железом и титаном, происходит при степени раскристаллизации магм примерно на 70 %. Экспериментально аналоги остаточных магм могут получаться при частичном плавлении базальтов (рис. 97), при котором в восстановительном режиме магнетит-виюститового и магнетит-кварц-фаялитового буферов выплавляются сразу две жидкости (они обозначены на диаграмме расходящимися стрелками), в более окислительной обстановке (никель-бунзенитовый буфер) — только одна фаза (процесс происходит вне поля двухфазного состояния магматической системы). Соответственно кислые дифференциаты базальтовой магмы представлены двумя генетическими типами, связываясь, с одной стороны, с развитием зафиксированной в вариолитах жидкостной несмесимости в остаточных расплавах в восстановительной обстановке, с дру-

Рис. 97. Диаграмма, характеризующая составы жидкостей, получающихся в экспериментах по плавлению базальтов [39]:

1 — в сильно восстановительной обстановке магнетит-вюститового буфера (стрелками намечается область жидкостной несмешимости); 2 — в более окислительной обстановке никель-бунзенитового буфера



гой — с кристаллизационной дифференциацией в более окислительной обстановке, способствующей фракционированию магнетита, ведущему к образованию кремнекислых остаточных расплавов.

Кристаллизация базальтовых расплавов (и соответствующее фракционирование компонентов) происходит обычно в такой последовательности: оливин (реакционно замещающийся пироксенами) — пироксены и плагиоклаз (их фракционирование сопровождается интенсивным накоплением железа и титана в остаточных расплавах, тогда как кремнекислотность расплавов существенно не меняется) — плагиоклаз + пироксены + магнетит (фракционирование сопровождается возрастанием кремнекислотности с понижением вязкости расплавов). На последнем отрезке котектического разветвления расплавов различаются два варианта: 1) в восстановительной обстановке, в которой кристаллизация магнетита относительно подавлена, котектические линии ограничиваются областями жидкостной несмешимости и кислые породы образуются в результате магматического расщепления расплавов; 2) в более окислительной обстановке высокой стабильности магнетита котектические тренды кристаллизационной дифференциации не ограничиваются несмешимостью расплавов и кислые породы возникают вследствие фракционирования плагиоклаза, пироксенов и магнетита. Этот процесс кристаллизационного фракционирования компонентов при образовании кислых пород экспериментально исследовался в последнее время в работе [2], в которой приводится также обзор экспериментальных исследований кристаллизационной дифференциации магм, проводившихся Н. Боуэном, Е. Осборном с соавторами, Д. Эгглером, Дж. Алленом, А. Бетчером и многими другими.

В работах Е. Осборна и других впервые была подчеркнута роль окислительно-восстановительных условий, определяющих направление кристаллизационной дифференциации магм, и выявлено значение фракционирования магнетита. Но этот вопрос во многом

еще остается неясным. Рядом исследователей отмечалось, что магнетит, наличие которого среди ликвидусных фаз является первейшим требованием рассматриваемого механизма, во многих щелочноземельных сериях отсутствует и неустойчив на ликвидусе многих андезитов и базальтов при летучести кислорода, близкой к никель-бунзенитовому буферу, что выдвигалось одним из важных аргументов против гипотезы Е. Осборна. Однако рассмотрение данных по щелочноземельным породам показывает, что, хотя магнетит редко встречается в них в качестве порфириновых выделений, он является обычным минералом микровкрапленников, а еще чаще содержится в силикатных кристаллических фазах в виде включений [2]. Образование микровкрапленников магнетита свидетельствует о его поздней кристаллизации в основных магмах около температуры их окончательного затвердевания (солидуса): оливин-ортопироксен + плагиоклаз — клинопироксен + плагиоклаз — клинопироксен + плагиоклаз + магнетит. Поэтому отделение магнетита не должно иметь существенного петрогенетического эффекта. Во всяком случае, появление средних и кислых остаточных расплавов в результате только кристаллизационной дифференциации основных магм проблематично, хотя и моделируется экспериментально в системах с расширенной областью кристаллизации магнетита. В природных условиях, по-видимому, более распространено образование средних и кислых пород в результате проявления жидкостной несмесимости в остаточных магмах, как об этом свидетельствуют данные по вариолитам (расщепленным лавам, см. табл. 16).

Средние и кислые магмы, возникающие в результате расслоения остаточных расплавов, подразделяются на два генетических типа, соответствующих двум разновидностям вариолитов — исландиту (риолиту) — ферробазальтовому и андезиту (риолиту) — базальтовому.

Первый тип средних и кислых магматических дифференциатов связывается с режимом низкого флюидного давления спрединговых зон, которым свойственно автономное развитие магматизма без существенного взаимодействия с породами субстрата, вмещающего магматические очаги). В результате дифференциации этого типа в ассоциации с очень железистыми породами возникают небольшие объемы средних и кислых пород, нередко со щелочным уклоном, которые обнаруживаются в лунных эвкритовых базальтах, базальтовых формациях океанов (о. Пасхи и др.), трапповых вулканических формациях и расслоенных гипербазит-базитовых интрузивах на континентах (гранитофировые граниты Бушвельда и др.). Средние и кислые породы этого типа обычно составляют незначительную долю (до 1%) от общего объема дифференцирующейся магмы, но в Исландии их количество возрастает до 8%, что, возможно, связано с вовлечением в вулканизм сиалического субстрата коры.

Ко второму генетическому типу относятся средние и кислые магматические породы, получающие распространение в складчатых поясах на орогенной (постскладчатой) стадии их развития (а также в зонах орогенной активизации на платформах). Особенно показательны среди них контрастные ассоциации вулканических пород, соответствующие по составу андезит(риолит)-базальтовым вариолитам. Этот тип кислых магматических образований (щелочноземельных) отвечает физико-химическим системам относительно высокого флюидного давления, в которых области жидкостной несмесимости магм значительно расширены и продвинуты в сторону магнизиальных составов.

Другим их отличием от систем первого генетического типа являются большие объемы средних и кислых пород, нередко доминирующих над основными породами. Это непосредственно связывается флюидной спецификой систем, стимулирующей развитие магматического замещения складчатого субстрата и селективного усвоения магмами его сиалического материала.

Магматическое замещение в физико-химическом аспекте как процесс инфильтрационного характера происходит при участии трансмагматических флюидов, фильтрующихся из магмы в замещаемый субстрат и выносящих из него компоненты, избыточные по отношению к ее эвтектическому составу. Однако в ходе магматического замещения этот состав не остается неизменным, соответствующим исходной магме, а смещается на промежуточные составы между внедряющейся магмой и замещаемой породой. Эти промежуточные составы стабилизируются (становятся предельными для магматизма) в ходе развития процесса, отвечая минимальной температуре кристаллизации (см. рис. 8). Таким образом, в инфильтрационное магматическое замещение вплетаются процессы, сходные с ассимиляцией субстрата, вмещающего магматические очаги, хотя сами по себе процессы ассимиляции происходят в ином физико-химическом режиме, являясь диффузионными процессами, сопровождающимися встречной диффузией компонентов. Ассимиляция приводит к образованию гибридных пород переменного состава, принципиально отличающихся от стабильных по составу эвтектических пород, возникающих на фронте развития инфильтрационных процессов магматического замещения.

При внедрении основных магм в кислый сиалический субстрат в вулканических условиях на фронте магматического замещения стабилизируются (становятся предельными) магмы среднего состава (около 60 % кремнезема), отвечающие андезитовому минимуму температуры, который устанавливается экспериментально [8]. В общем он отвечает эвтектике в системе (пироксен + плагиоклаз) — кварц, стабилизация которой является основной причиной развития в зонах орогенеза, андезитовой формации, вытесняющей формацию базальтовых пород.

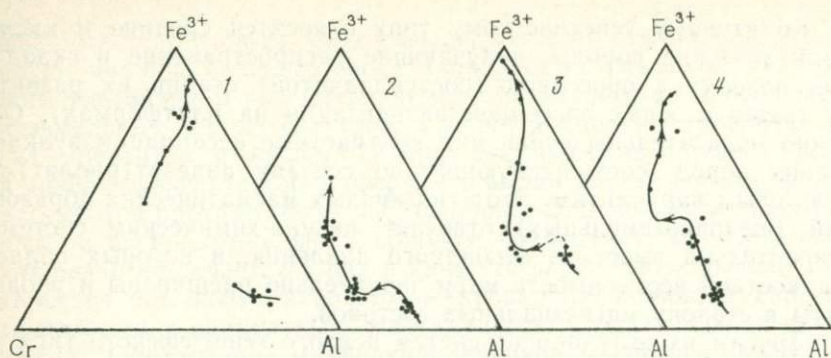


Рис. 98. Характер изменения состава шпинели в андезитах и щелочных базальтах Японии. По [37]:

1 — роговообманковые оливин-гиперстен-авгитовые андезиты серии Хокаи; 2, 3 — оливин-клинопироксеновые щелочные базальты серии Сакамото (2 — КВ2, 3 — КВ3), 4 — оливин-клинопироксеновые базальты

Эта трансформация магматических систем отражается в минералогии андезитов, в которых нередко присутствуют минералы, унаследованные андезитами от базальтового магматизма, такие как оливин и шпинель, почти не содержащая магнетитового компонента и существенно отличающаяся по составу от собственной шпинели андезитов, богатой трехвалентным железом. Два типа шпинели в андезитах (базальтовая и собственно андезитовая) описаны, например, в лавах северной части о. Сикоку в Японии (рис. 98, 1). Они различаются не только по составу, но и по трендам кристаллизационной дифференциации: по мере кристаллизации базальтовые шпинели обогащаются хромом, вытесняющим алюминий, а андезитовые разновидности обедняются хромом, который замещается трехвалентным железом (как и в остаточных стеклах в базальтах).

Связь андезитового вулканизма с сиалическим складчатым (континентальным) субстратом земной коры обращала на себя внимание с давних времен, когда было введено в петрологию представление об андезитовой линии, ограничивающей распространение орогенных андезитовых формаций континентальными и островодужными структурами складчатой коры.

С ростом флюидного (водного) давления стабильность расплавов повышается (снижается температура их кристаллизации) с изменением состава эвтектик (пироксен + плагиоклаз) — кварц в сторону обогащения их кремнеземом. Поэтому с переходом от вулканических условий развития магматизма к плутоническим составы предельных магм, отвечающих температурным минимумам на фронте магматического замещения, обогащаются кремнеземом с одновременным повышением роли калия относительно натрия. Соответственно в генерации средних и кислых магм в ре-

зультате магматического замещения сиалического субстрата намечаются уровни глубинности, отвечающие следующему ряду plutонических пород: кварцевые диориты — гранодиориты и плагиограниты — граниты. В этом ряду кислый магматизм получает экстенсивное развитие и все более затушевываются его связи с внедрениями основных мантийных расплавов, стимулировавших его развитие.

Однако даже в собственно гранитных плутонах детальное картирование позволяет выявлять реликты ранних внедрений габбро и норитов, подвергшихся гранитизации в той или иной степени.

Граниты в глубинных условиях получают особенно экстенсивное развитие за счет избирательного усвоения магмами сиалического вещества складчатой земной коры. С давних времен гранитообразование этого типа объединялось совместно с андезитовым вулканизмом в так называемый коровый магматизм, который принципиально отличается в генетическом аспекте от мантийного, охватывающего продукты прямой дифференциации гипербазитовых и базитовых магм (включая небольшие объемы пород среднего и кислого составов, рассмотренных выше). В составе же корового магматизма средние и кислые породы пользуются доминирующим развитием, причем граниты обычно являются в общем геологическом аспекте plutоническими аналогами андезитов (а не кварцевые диориты — их петрохимические аналоги), поскольку вулканические и plutонические системы неидентичны по флюидному режиму развития магматизма и, следовательно, по составу предельных эвтектических магм. Развитие гранитного магматизма в глубинных зонах сопровождается метаморфическим преобразованием вмещающего субстрата, что приводит к развитию гранитогнейсовых формаций (гранитов, мигматитов, гнейсов и сланцев), которые составляют докембрийский фундамент платформ, щиты и кристаллические массивы и образуют гранитогнейсовые купола в фанерозойских складчатых поясах.

В зонах магматического замещения формируются гранитные магмы, которые могут оставаться на месте генерации или давать внедрения на более высокие уровни земной коры. В плутонах, формирующихся на месте, сохраняются реликты складчатой структуры замещенного гнейсового субстрата. Они окружаются широкими полями мигматитов, гнейсов и сланцев, нередко образующих метаморфическую зональность, например вокруг гранитогнейсовых куполов. Внедряясь на более высокие уровни земной коры, гранитные магмы формируют интрузивные массивы, которые в отличие от гранитогнейсовых куполов не сопровождаются мигматитами и широким метаморфическим преобразованием окружающих пород. С ними связаны только узкие зоны контактовых роговиков.

Перейдем к рассмотрению *щелочного магматизма* и щелочных вариолитов, в которых трахиты и фонолиты обычно образуют

вариоли, а щелочные базальты — матрицу. По петрографическому составу большинство щелочных вариолитов отвечает флюидным типам, возникшим в режиме жидкостной несмесимости, расширенной и продвинутой в область магнезиальных составов. Такие условия высокого флюидного давления благоприятствуют процессам магматического замещения, которые при развитии их в ультраосновном субстрате и явились причиной развития щелочного уклона в очагах основного магматизма. Такие процессы генерации щелочных магм могли получать развитие в мантии, в трубчатых внедрениях гипербазитов в земной коре, в магнезиальных мраморах и др. В этом смысле щелочной магматизм аналогичен андезитовому, также связываясь с режимом сжатия структурных зон и возрастанием флюидного давления в магматических очагах, с развитием магматического замещения вмещающих субстратов, но которые имеют в данном случае не сиалический, а ультрамафический (гипербазитовый) состав и способны обусловить щелочной уклон (в результате кислотно-щелочного взаимодействия компонентов) и десиликацию расплавов. Щелочные магмы в зонах их генерации образуют своего рода мигматиты по ультраосновным субстратам (см. рис. 11). То обстоятельство, что щелочной уклон основного магматизма обусловлен магматическим замещением гипербазитов, доказывается неизменным появлением в лавах включений перидотитов (останцев от замещения) на переходе от основного (базальтового) магматизма нормальной щелочности к магматизму щелочного характера.

Влияние гипербазитов устанавливается также по вариациям состава минералов, особенно шпинели, хромистость которой с развитием щелочного уклона в основном магматизме возрастает. Об этом можно судить по вариациям состава шпинели в щелочных базальтах западной части о. Сикоку в Японии (см. рис. 98, 2—4). Диаграммы показывают, что нормальный ход изменения в базальтах состава шпинели, обусловленный кристаллизационной дифференциацией базальтов с возрастанием содержания в составе шпинели оксида железа (III), усложняется сдвигами ее составов в хромистую область, связанными с влиянием замещаемых богатых хромом гипербазитов. Этот сдвиг происходит на разных стадиях раскристаллизованности расплавов, степень которой возрастает в последовательности 2—3—4 на рис. 98 и сопровождается повышением щелочности расплавов. Так, сдвиг состава базальтов (массовая доля, %) в щелочную область характеризуется следующими данными [37]: $\text{SiO}_2=49,15$ (49,81); $\text{TiO}_2=1,68$ (1,88); $\text{Al}_2\text{O}_3=19,10$ (16,37); $\text{FeO}_{\text{общ}}=8,37$ (8,73); $\text{MnO}=0,30$ (0,35); $\text{MgO}=5,98$ (7,51); $\text{CaO}=11,06$ (10,35); $\text{Na}_2\text{O}=3,32$ (3,62); $\text{K}_2\text{O}=0,54$ (1,19). Он коррелируется с уменьшением глиноземистости и увеличением хромистости шпинели: $\text{TiO}_2=0,60$ (1,88); $\text{Al}_2\text{O}_3=40,77$ (25,11); $\text{Fe}_2\text{O}_3=4,88$ (9,48); $\text{Cr}_2\text{O}_3=20,85$ (29,95); $\text{FeO}=18,15$ (19,10); $\text{MnO}=0,13$ (0,29); $\text{MgO}=13,21$ (11,27).

В отличие от андезитового щелочной магматизм не является постскладчатым орогенным, проявляясь в эвгеосинклинальных областях на более ранних (догранитных) стадиях их развития. Обычно он завершает тектономагматические циклы собственно геосинклинального развития прогибов и коррелируется с формированием в них подводных хребтов и островных поднятий. Аналогична геотектоническая позиция щелочного магматизма в океанах, в вулканогенных формациях окраинных морей и траппов на континентах. Это определяет независимость щелочного магматизма от типа земной коры (в отличие от андезитового магматизма — специфического образования орогенных складчатых поясов).

При переходе от собственно вулканических условий относительно невысокого флюидного давления к все более флюидным режимам температурный минимум в гипербазит-базитовых системах смещается со щелочных базальтов в сторону все более ультраосновных и щелочных составов (см. рис. 8), приобретающих при этом калиевый уклон, что соответствует ряду пород: щелочные пикрит-базальты, якупирангит-ийолит-уртитовые комплексы с карбонатами, лампрофиры и лампроиты, кимберлиты. В этой последовательности очаги генерации магм в ходе магматического замещения гипербазитов становятся все более глубинными, охватывая в конце этого ряда внедрения алмазоносных перидотитов и эклогитов, так что возникающие флюидные расплавы наследуют в той или иной мере алмазоносность замещаемых пород. Снижение в этом ряду температуры кристаллизации магм доказывается все более широким распространением в породах карбонатов и водных минералов: роговой обманки, флогопита, апатита, а также серпентина, находящегося в кимберлитах в числе продуктов прямой кристаллизации из флюидных расплавов (наряду с карбонатами).

Кимберлиты содержат множество останцев пироповых перидотитов, флюидно-магматическим замещением которых определяется их происхождение. Переход от собственно вулканических к более флюидным системам магматического замещения усиливает щелочной характер возникающих магм и метаморфическое воздействие трансмагматических флюидов на окружающие породы, которое выражается как в образовании узких ореолов щелочных метасоматитов (фенитов), окружающих очаги магматического замещения гипербазитов (трубчатые концентрически-зональные интрузивы на платформах), так и в более широком региональном преобразовании пород в формациях офиолитов и железистых кварцитов. Щелочной метаморфизм в них (гранат-амфиболитовый, глаукофан-сланцевый, рибекит-эгириновый, а также образование спилитов, цеолитовых и других пород повышенной щелочности) связывается с развитием щелочного магматизма в глубинных магматических очагах. Во всяком случае, метамор-

физм этого типа является наиболее ранним (доороженным), предшествующим в офиолитовых поясах развитию гранитогнейсовой формации. Обычно им завершаются собственно геосинклинальные тектономагматические циклы, что определяет его геологическую позицию, сходную с позицией проявления щелочного базальтового магматизма, обычно сменяющего в этих циклах базальтовый магматизм нормальной щелочности.

Связываясь со стадиями сжатия подвижных зон, с подъемом флюидного давления в магматических очагах и развитием магматического замещения, щелочной магматизм осуществляется в тех случаях, когда его очаги находятся в гипербазитовом субстрате и разрастаются в ходе его замещения. Когда в аналогичной геотектонической обстановке сжатия и повышения флюидного давления основные магмы развиваются с замещением других пород, щелочной уклон в магмах проявляется слабо и может вообще отсутствовать, хотя магмы приобретают при этом специфику, непосредственно отражающую характер замещаемого субстрата.

Эти процессы наглядно прослеживаются в трапповом магматизме и выражаются замещением осадочных толщ чехла платформ, в результате чего основные и ультраосновные интрузивы в них (силлы, лаполиты и др.) приобретают «вставной» характер, отмечавшийся многими исследователями, например для медно-никеленосных расслоенных интрузивов Норильского района (рис. 99). Он выражается в том, что детально разбуренные интрузивы занимают значительные части стратиграфического разреза платформенного чехла, внедряясь в него путем замещения аргиллитов, песчаников, карбонатных угленосных и сульфатных отложений, обогащаясь при этом калием, сульфатной серой и др., что рассматривалось нами в отдельной работе [16]. Признаком этого является наличие в магматических породах сульфатов, но главная масса сульфатной серы была восстановлена под воздействием трансмагматических флюидов до сульфидного состояния и способствовала магматическому расслоению норильских интрузивов, в которых в результате жидкостной несмесимости выделился слой пикритовой магмы, сконцентрировавшей в себе серу, платиновые металлы, никель, медь и халькофильные элементы. В пикритовом слое сульфиды выделялись в виде жидких флюидных капель, расслаивавшихся затем на нижнюю пентландит-пирротиную и верхнюю халькопиритовую части. Отчасти они сливались в линзовидные тела сплошных руд в пределах пикритового слоя, отчасти опускались к подошве массива, создавая тела сплошных и вкрапленных руд в подстилающих породах. Слой пикритовой магмы, отчасти дегазированный в верхней части, кристаллизовался, начиная с образования оливина (сверху вниз), вследствие чего в его основании сконцентрировались остаточные расплавы, от которых отделились шаровидные обособления

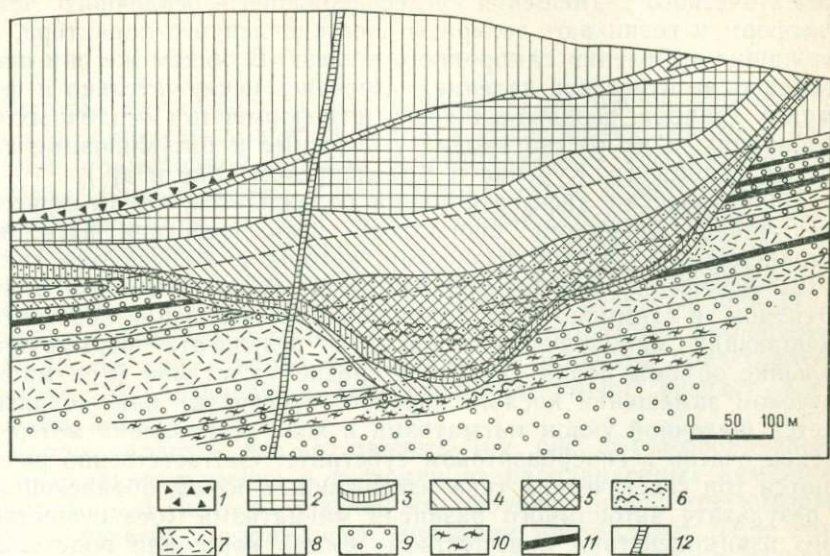


Рис. 99. Геологический разрез Норильского интрузива, иллюстрирующий его «вставной» характер, обусловленный магматическим замещением угленосных слоистых пород чехлы платформы. По А. В. Тарасову [28] с дополнениями:

1 — эруптивная брекчия; 2 — лейкократовые габбро и габбро-диориты; 3 — контактовые, оливковые и оливин-биотитовые габбро-долериты; 4 — пикриты (материнские породы сульфидного оруденения); 5 — пегматоидные богатые плагиоклазом породы (такситы); 6 — медно-никелевые руды, вкрапленные и сплошные; 7—11 — вмещающие породы (7 — титан-авгитовые долериты, 8 — их туфы, переслаивающиеся с лавами, 9 — песчаники, 10 — аргиллиты, 11 — угольные пласты); 12 — дайки долеритов

пироксеновых пород, обогащенных хромистой шпинелью, и плагиоклазовые пегматоидные флюидные расплавы. Они сформировали в основании пикритового слоя своеобразные крупнозернистые неоднородные породы, получившие название такситов.

Важная роль магматического замещения слоистых толщ в становлении многих расслоенных плутонов в последние годы все больше привлекает к себе внимание. При этом устанавливается, что специфика интрузивов, связанная с таким механизмом внедрения их в слоистые толщи, сочетается в ряде случаев с особенностями строения гипабиссальных интрузивов, обладающих эндоконтактовыми зонами закалки и эндоконтактовыми ореолами роговиков. Это сочетание приводит к представлениям об опережающем внедрении образовании под воздействием трансмагматических камер растворения слоистых толщ, заполняемых затем магматическими расплавами (в однородном или уже расщепленном состоянии). Однако в более общем случае происходит непосредственное магматическое замещение слоистых комплексов, сопровождаемое селективным усвоением их компонентов внедряющимися магмами. В формациях траппов прослеживаются процессы

магматического замещения углесодержащего осадочного чехла платформ и возникают долериты восстановленного характера, содержащие выделения самородного железа. В общем же они представляют экзотическое явление, встречаясь исключительно в формациях траппов, развивающихся в платформенных осадочных образованиях, в их состав входят угленосные и битуминозные глинистые сланцы (р. Курейка в Красноярском крае и др.).

Магматическая дифференциация осложняется, таким образом, необычайно сложными процессами взаимодействия расплавов с трансмагматическими флюидами, которыми вызываются также метаморфические преобразования пород, тесно связанные с магматизмом, и стимулируется магматическое замещение субстратов, вмещающих магматические очаги. В результате формируются большие объемы пород кислого и среднего составов (при магматическом замещении кислого корового субстрата) или же развивается щелочной уклон магматизма в ходе становления магматических очагов в гипербазитовом субстрате. Соответственно различаются три генетических типа изверженных пород, образующихся в результате автономного развития магматизма (без существенного взаимодействия с веществом земной коры или подстилающей ее мантии) и при магматическом замещении ультраосновных пород (щелочные и щелочно-ультраосновные магматические серии) или сиалического складчатого субстрата (магматические породы корового типа). В каждом генетическом типе вариации состава пород обусловлены одинаково важными процессами дифференциации магм, связанными трансмагматическими флюидами, жидкостной несмесимостью или отделением кристаллизующихся фаз. Широкие метаморфические преобразования пород происходят под воздействием потоков трансмагматических флюидов, генерируемых глубинными очагами щелочного магматизма (доорогенный метаморфизм преимущественно в офиолитовых и других зеленокаменных поясах) или корового гранитообразования (метаморфизм орогенных складчатых поясов).

Наряду с этими генетическими типами регионального метаморфизма выделяется контактовый метаморфизм, обусловленный флюидами влиянием на вмещающие породы магматических расплавов, внедряющихся в земную кору из очагов глубинной магмогенерации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Система петрогенезиса, изложенная в настоящей работе, охватывает широкий диапазон условий образования горных пород как на примитивной стадии развития планет (по материалам изучения лунных пород и метеоритов), так и в ходе геосинклинальной эволюции земной коры, каждый цикл которой завершался образованием формации гранитов и гнейсов. Эта формация представляет собой высшую ступень развития внешних оболочек планет и отсутствует на примитивно развитых планетах, таких, как Луна и материнские планеты метеоритов и астероидов.

Наиболее примитивное протопланетное вещество представлено метеоритами, древнейшие типы которых имеют возраст 4,5—5,0 млрд. лет.

Можно полагать, что все планеты (см. рис. 26) первоначально имели сходное строение и состояли из расплавленных каменных (хондритовых) ядер и флюидных оболочек, отделение которых явилось первым этапом дифференциации протопланет. При этом флюидные компоненты намерзали на планетах, образуя ледовые панцири, оказывавшие ограничивающее давление на их расплавленные внутренние части. С образованием Солнца и под воздействием его тепла произошло разделение планет на внутренние планеты земной группы, утратившие ледяные оболочки, и внешние планеты-гиганты и их спутники, сохранившие первоначальное строение и оставшиеся покрытыми флюидными ледовыми панцирями (температура на их поверхности 100—200 К).

Первичное железосиликатное (каменное) вещество планет предположительно аналогично хондритам, в текстуре которых зафиксирована начальная дифференциация этого вещества. В этой текстуре четко определился первичный железосиликатный тренд дифференциации протопланетного вещества, который выражается разделением их на силикатные хондры (мельчайшие капельки стекловатого и в различной мере раскристаллизованного вещества) и заключающую их матрицу, богатую железом и никелем. Этот тип дифференциации имеет флюидно-магматическую природу, и с дальнейшим его развитием связывается расслоение планет на богатые железом и никелем ядерные части и внешние силикатные оболочки. На всех стадиях внутреннего расслаивания протопланет происходила концентрация водородных компонентов преимущественно в их внутренних ядерных частях. Это определяло направленную консолидацию протопланет от наружных оболочек к внутренним, которая сопровождалась возрастанием флюидного давления в их недрах. Под действием внутреннего флюидного давления недостаточно стабилизировавшиеся планеты-спутники и небольшие планеты распались в результате взрывов и об-

ломки их образовали кольца планет и пояс астероидов, окружающий Солнце, который служит источником метеоритов.

Консолидация стабилизировавшихся планет и возрастание флюидного давления в их недрах реализуется возникновением восходящих флюидных потоков, стимулирующих их эндогенную активность и развитие магматизма и метаморфизма во внешних консолидированных оболочках. Планеты способны удерживать флюидные компоненты, сохранять эндогенную активность и генерировать магнитное поле благодаря наличию в них жидкого (расплавленного) ядра (см. рис. 27, 28). Полная консолидация планет сопровождается потерей ими магнитного поля и эндогенной активности. Соответственно планеты подразделяются на «живые», не полностью консолидированные и характеризующиеся активной вулканической деятельностью, такие, как Земля и планета Ио (один из спутников Юпитера), и «мертвые», такие, как Луна, давно исчерпавшие запас летучих компонентов и потерявшие эндогенную активность.

Термика тех и других, обусловленная примесью радиоактивных элементов в породах силикатных оболочек, в общем идентична, поскольку вклад в нее эндогенных процессов, локализованных вдоль подвижных зон, незначителен. С теплом радиоактивного распада элементов связывается общий разогрев недр планет, отображаемый нормальным для каждой планеты (фоновым) подъемом температуры с глубиной (термическим градиентом).

Этой фоновой температурой определяются нижний температурный предел развития метаморфизма и магматизма в глубинных зонах Земли (см. рис. 1—3) и образование астеносферы, обусловленное частичным (около 1%) плавлением вещества мантии, которое происходит без участия летучих компонентов, что предопределяет железистый состав мантии, имеющей предположительно ахондритовый (говардит-уреилитовый) состав. Выше астеносферного слоя залегает более тугоплавкая магнезиальная (деплетированная) мантия, составляющая основание литосферы (внешней жесткой оболочки Земли), которая имеет мощность около 60 км под океанами и 200—250 км под континентами.

Первичная земная кора с возрастом более 4 млрд. лет была представлена в верхней части вулканическими породами известковой (эвкритовой) серии (пироксен-битовнитовой по нормативному составу). Она полностью заместилась континентальной и океанической современными типами земной коры и не сохранилась даже в реликтах. Ближайшими аналогами горных пород первичной земной коры являются лунные эвкритовые базальты непостоянного состава по соотношению нормативных пироксена и битовнита и породы типа основных коматинитов, известковых (эвкритовых) магнезиальных базальтов, бонинитов и марронитов. Извержения их связываются с неглубокими очагами магматиче-

ской дифференциации, аналогами которых являются базит-гипербазитовые расслоенные интрузивы, свойственные Бушвельду.

Благодаря астеносфере литосферная оболочка Земли относительно подвижна и способна к горизонтальным перемещениям, причем в неодинаковой мере в континентальных и океанических структурах. Континентальная литосфера относительно инертна, способна к перемещениям в меньшей степени по сравнению с более мобильной океанической литосферой, скорости горизонтального перемещения которой колеблются в широких пределах (1—15 см/год). Это связано с непостоянной спрединговой активностью срединно-океанических хребтов — структур рифтовой природы, разделяющих океаническую литосферу на плиты, перемещающиеся в противоположных направлениях. Их спрединговая активность обусловлена подъемом глубинных ювенильных флюидов, стимулирующих развитие мантийных базитовых и гипербазитовых магм, внедряющихся в эти структуры, что ведет к постоянному обновлению океанической литосферы.

Предполагается, что в мантии при этом возникают плавление и конвенция вещества вследствие прохождения через нее флюидных струй. Спецификой их распределения обусловлен геодинамический режим рифтогенеза, который может рассредоточиваться на всю акваторию океана вместе с прилегающими краевыми частями континентов или, наоборот, узко локализоваться в линейных структурах срединно-океанических хребтов, создавая их высокую спрединговую активность. В первом случае, когда растяжением охвачены обширные океанические и периконтинентальные территории, спрединговая активность срединно-океанических хребтов минимальна. Интенсивному разрушению в этих условиях подвергаются краевые части континентов, частично замещаемые континентальной океанической корой вследствие образования на них спрединговых зон и вулканических депрессий. При этом в сопряжениях континентальной коры с океанической формируются эвгеосинклинальные прогибы, в которых глубоководное осадконакопление сочетается с базит-гипербазитовым магматизмом. Он представлен шаровыми лавами базальтов, извергавшимися по системам трещин, образующих затем серии параллельных даек, связанных своими корнями с расслоенными базит-гипербазитовыми интрузивами. Интрузивы (согласные силлы и лополиты) являются очагами магматической дифференциации, питающими эвгеосинклинальный магматизм. Доказательством этому служат прослеживаемые корреляции между составом базальтов эвгеосинклиналей и характером интрузивных базит-гипербазитовых комплексов, входящих с ними в ассоциацию: дунит-гарцбургитовые хромитоносные комплексы ассоциируются с толеитовыми базальтами нормальной щелочности, а переход к дунит (оливинит)-верлитовым (клинопироксенитовым) комплексам (с хромит-платиновым, медно-никелевым, титаномагнетитовым типами орудене-

ния), свойственным более «зрелым» эвгеосинклиналям, сопровождается повышением величины K/Na и развитием щелочного уклона в базальтах офиолитовых поясов.

Щелочной уклон в эвгеосинклиналях проявляется в собственно геосинклинальный доорогенный период развития в явной связи с этапами сжатия, возникновением дислокаций и геоантиклинальных поднятий в виде подводных хребтов и островных цепей.

Он не обязательно проявляется в магматизме (излияниями щелочных базальтов и др.) и часто сопутствует метаморфическим преобразованиям пород щелочного характера (глаукофановый метаморфизм, спилитизация базальтов и др.). Этот ранний доорогенный (догранитный) метаморфизм контролируется в своем распространении теми же глубинными разломами, что и внедрения гипербазитов, чаще всего локализуясь в подошвах их интрузивов (силлов, лополитов) и отражая, по-видимому, щелочной уклон в очагах глубинной магматической дифференциации. С ним связывается и превращение гипербазитов в серпентиниты (офиолиты) — характерные породы этой геологической формации, по которой она получила свое название.

Офиолитовые формации залегают обычно в основании геосинклинальных разрезов. Это свидетельствует о том, что их образование отделено от последующего периода складчатости и орогенеза длительным периодом накопления сносимых с континентов терригенных и карбонатно-терригенных отложения, компенсирующих интенсивное прогибание геосинклиналей. Такой режим имеет место в настоящее время на пассивных континентальных окраинах атлантического типа, прослеживаясь с триаса по настоящее время по периферии Атлантического океана, во все углубляющихся прогибах накопились уже мощные (10—15 км) толщи терригенных и карбонатно-терригенных отложений, перекрывающие вулканогенный (офиолитовый) комплекс, залегающий по геофизическим данным на океанической коре континентального подножия. Подобный режим осадконакопления, свойственный пассивным континентальным окраинам, сохраняется благодаря низкой спрединговой активности срединного хребта (1—3 см/год), не способного обеспечить достаточно энергичное движение литосферных океанических плит в стороны от него и стимулировать под их давлением возникновение складчатости осадков, заполняющих геосинклинальные прогибы вдоль континентальных окраин, и превращение этих окраин в активные окраины орогенного воздымания складчатых сооружений. Такие окраины, относимые к тихоокеанскому типу, входят в геодинамические системы со срединно-океаническими хребтами высокой спрединговой активности (10—15 см/год) и хорошо представлены на западном побережье Южной Америки (в сочетании с активным Восточно-Тихоокеанским хребтом).

Глубокие прогибы в подобных системах (глубоководные желоба) не заполняются осадками (в отличие от пассивных окраин), будучи изолированными от континентальных областей сноса терригенного материала горными цепями — Андами, переживающими стадию орогенного воздымания. Оно обусловлено нарушением изостазии вследствие разуплотнения, связанного с дебазификацией глубинных зон, отражением которой на более высоких уровнях является развитие гранитогнейсовой (плутонической) и андезитовой (вулканической) формаций. Мощность коры в орогенных разуплотненных структурах достигает 75 км (например, в Андах, отличающихся большой глубиной погружения в мантию так называемых «корней гор»). Уменьшение этой мощности связано с эрозией складчатых сооружений в ходе кратонизации, ведущей к образованию щитов и платформ с мощностью коры около 40 км. Это определяет глубину эрозии (до 35—40 км), вскрывающей наиболее глубинные породы гранитогнейсовой формации, что согласуется с данными минералогической термобарометрии, определяющей литостатическое давление при их формировании около 1,0—1,2 ГПа. Такое высокое давление соответствует фации гиперстен-силлиманитовых гнейсов (сутамской), установленной в южном обрамлении Алданского щита, тогда как внутренние его части относятся к алданской фации менее глубинных гранат-кордиеритовых гнейсов (см. рис. 1). Это структурное положение краевых (внешних) метаморфических комплексов, их более глубокая эродированность в орогенную стадию гранитообразования относительно смежных с ними внутренних комплексов наглядно прослеживаются также в фанерозойских формациях, представленных обычно парными метаморфическими поясами — внешним (ближе к океану) и внутренним (с континентальной стороны).

Внешний пояс всегда более глубоко эродирован, и в нем вскрываются породы офиолитовых формаций, типичные для основания геосинклинальных разрезов с проявлениями раннего глаукофанового метаморфизма, замещаемые породами гранитогнейсовой формации, представленной силлиманит-кианитовым (глубинным) типом. Внутренний пояс в парной системе выполнен терригенными и карбонатно-терригенными отложениями, свойственными верхним частям геосинклинальных разрезов с гранитогнейсово-сланцевыми метаморфическими проявлениями силлиманит-андалузитового типа небольшой глубинности.

В обрамлении Тихого океана отчетливо прослеживается (с течением геологического времени) смещение парных метаморфических поясов в сторону океанической впадины, что отражает последовательное разрастание окружающих его континентальных массивов. Это осложняется деструкцией складчатых поясов при наложении на них новых геосинклинальных систем. Характер такого наложения наглядно выражен вдоль западной и северной

окраин Тихого океана, где начиная с палеогена формируются геосинклинальные котловины, вулканические депрессии и спрединговые зоны окраинных морей на месте активной континентальной окраины, реликтовые фрагменты которой образовали островные дуги.

В островных дугах сочетаются в различных соотношениях специфика орогенных поясов (гомодромный магматизм и дебазификация глубинных зон) и процессы разрушения и утонения складчатой коры, сопровождаемые вулканизмом антидромного характера со щелочным уклоном. Эта последняя тенденция особенно интенсивно проявляется в структурах окраинных морей, отделяющих островные дуги от континентов, складчатая континентальная кора в которых сохраняется в виде реликтовой, сильно утоненной и разрушенной, вытесняясь корой, сходной с океанической, и глубокими геосинклинальными котловинами, заполняемыми вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями. В образовании этих структур большую роль играли процессы растяжения (рассеянного спрединга или рифтинга) и непосредственного замещения сиалической складчатой коры базит-гипербазитовыми магматическими комплексами, значение которой особенно подчеркивалось Л. Л. Перчуком и Т. И. Фроловой [23]. На окраинные моря проектируются в плане очаги глубокофокусных землетрясений, что, по-видимому, свидетельствует о связи процессов их образования с очень глубинными зонами Земли. С их происхождения начинается геосинклинальный процесс превращения активных континентальных окраин тихоокеанского типа в пассивные континентальные окраины атлантического типа, характеризующиеся мощным осадконакоплением.

По типу вулканизма и геодинамике структуры окраинных морей сходны с формациями траппов (Тунгусская синеклиза и др.) и более древних вулканических депрессий (Печенгский авлакоген и др.). Все они формировались в условиях внедрения в земную кору базитовых и гипербазитовых магм в виде ветвящихся плюмов, уходящих корнями в глубины мантии. Особенно ярко это выражено в образовании концентрически-зональных трубообразных перидотитовых, дунитовых, оливинитовых интрузивов, пронизывающих древние щиты и платформы в связи с развитием глубинных разломов, прогибов и траппового базальтового вулканизма. На основе подобных гипербазитовых внедрений на платформах происходит развитие щелочного, карбонатитового и кимберлитового магматизма.

Описанное разнообразие геоструктурных условий петрогенезиса отражает и вариации его физико-химического режима, определяющего механизмы магматической дифференциации и специфику метаморфической переработки пород.

Различаются в общем пять главных процессов, в результате действия которых первичные магмы, возникающие в результате

флюидного плавления мантийного и корового вещества, изменяют свой состав. Три из них представляют дифференциацию магм: кристаллизационную (I), собственно магматическую (II), флюидно-магматическую (III), а остальные два отражают взаимодействие магм с субстратом, вмещающим их очаги, в результате ассимиляции (IV) и магматического замещения (V), сопровождаемого широкими метаморфическими преобразованиями пород. В зависимости от геоструктурной обстановки тот или иной из перечисленных процессов становится доминирующим в петрогенезисе. В режиме спрединга магматизм развивается автономно без взаимодействия с вмещающим субстратом (IV, V). В этих условиях плавление мантийного вещества приводит к образованию флюидных пикритовых магм, которые в восстановительной водородной обстановке редко извергаются в нерасщепленном состоянии. В более общем случае они подвергаются собственно магматической дифференциации (II) и дают начало бимодальному базит-гипербазитовому магматизму. В обстановке активного растяжения прогибания и утонения земной коры он представлен породами нормальной щелочности (дунит-гарцбургитовыми расслоенными интрузивами и излияниями толентовых базальтов), но с переходом к более зрелым структурам островных поднятий в базит-гипербазитовом магматизме развивается щелочной уклон. Дунит-гарцбургитовые ассоциации сменяются при этом дунит-верлитовыми и оливинит-клинопироксенитовыми с соответствующим возрастанием щелочности основных пород в составе расслоенных интрузивов и в вулканоплутонических ассоциациях. Это связывается с возрастанием флюидного давления в магматических очагах и с усилением взаимодействия расплавов с трансмагматическими флюидами (III), ведущему к повышению в них отношения содержания щелочей к кремнезему. Соответственно изменяется и металлогенетическая специализация интрузивов (хромитовое оружие сменяется платиновым и медно-никелевым).

Главным процессом дифференциации как основных, так и ультраосновных магм является фракционирование компонентов в ходе их кристаллизации (I), обычно в интрузивных телах снизу вверх, осложняемое собственно магматической дифференциацией остаточных расплавов (II), проявлением в них жидкостной несмесимости, которая особенно наглядно фиксируется ритмичным переслаиванием магматических пород контрастного состава. Жидкостная несмесимость играет главную роль в образовании богатых руд (хромитовых, платиновых, медно-никелевых, титаномагнетитовых и др.) подчиненных расслоенным интрузивам. Жидкостной дифференциацией (II) может быть обусловлено не только дискретное (контрастное) изменение состава пород в расслоенных интрузивах, но и постепенные вариации, обозначаемые понятием скрытая расслоенность. Во флюидных расплавах перед их кристаллизацией возможно образование атомных группировок типа

кислых солей, алюмокремниевых кислот и др., соответствующих будущим минералам, таким, как $H_2CaSi_2O_6$, $H_2Al_2Si_2O_8$ и др., всплыванием которых можно объяснить постепенное обогащение кремнеземом, кальцием, алюминием верхних частей расслоенных интрузивов. Этот эффект сходен с проявлением кристаллизационной дифференциации (I), но происходит в жидкости, относясь по этому признаку к типу II. Он объясняет скрытую расслоенность водных стекол, которая прослеживается в стекловатых лавах и воспроизводится экспериментально.

Переход к магматическим системам, находящимся в обстановке сжатия и повышенного флюидного давления, усложняет дифференциацию магм (I—III) развитием процессов взаимодействия с субстратом, вмещающим магматические очаги. Это взаимодействие происходит в результате ассимиляции расплавами вещества вмещающих пород (диффузионного процесса, проявляющегося ограниченно) или магматического замещения (инфильтрационного процесса, проявляющегося исключительно широко). Магматическое замещение происходит при участии трансмагматических флюидов, производящих избирательное растворение и метаморфические преобразования субстрата в направлении приближения его к наиболее легкоплавкому составу, благоприятному для поглощения его внедряющимися магмами. Этим достигается избирательное усвоение расплавами вещества замещаемых пород, что обеспечивает экстенсивное развитие магматизма. На фронте магматического замещения происходит стабилизация составов, отвечающих так называемым температурным минимумам, исследованным экспериментально.

При внедрении основных магм в ультраосновную среду стабилизируются составы щелочных базальтов и долеритов, которые с переходом к более глубинным условиям (при возрастании флюидного давления) уступают место нефелиновым сиенитам и ийолитам (с карбонатит-уртитовыми комплексами), нефелиновым, лейцитовым, флогопитовым лампрофирам и, наконец, кимберлитам, развивающимся в наиболее глубинных очагах магматического замещения пироповых алмазонасных перидотитов.

Магматическое замещение сиалического субстрата и селективное усвоение магмами его вещества дают начало кислому коровому магматизму. В вулканической фации при этом проявляется так называемый андезитовый минимум температуры, который с переходом к плутоническим фациям (с ростом флюидного давления) смещается на гранодиориты и граниты, развивающиеся в глубинных условиях исключительно интенсивно. Магматическое замещение является главным процессом внедрения магм не только в глубинных плутонических условиях, но и в малоглубинных фациях, отчетливо прослеживаясь, например, в развитии траппового интрузивного магматизма в чехле платформ. Замещение основными магмами битуминозных и угленосных отложений

в этой обстановке приводит к развитию долеритов, содержащих когениит и самородное железо (р. Курейка на Сибирской платформе и др.). Замещение магмами платформенных отложений, содержащих сульфаты, приводит к обогащению магм серой и способствует контрастному расслоению их интрузивных тел с обособлением в них сульфидоносных пикритовых горизонтов и концентрации в них меди, никеля, платиновых металлов и др. (интрузивы Сибирской платформы). Участие осадочной (сульфатной) серы в образовании сульфидной минерализации этих интрузивов доказывается изотопным составом серы, обогащенной ее тяжелым изотопом.

Магматическое замещение является главным процессом, за счет которого осуществляются связи между осадочными формациями и интрузивной магматической деятельностью, между вулканогенно-осадочным (стратиформным) и эндогенным оруденениями и т. д. Однако эти связи во многом еще остаются неясными и требуют дальнейшего изучения.

Проведенное исследование выявило, по существу, новое значение процесса магматического замещения и показало, что в его развитии составы внедряющихся магм закономерно смещаются на промежуточные составы, соответствующие минимальным температурам плавления в зависимости от флюидного режима, определяемого глубиной и другими условиями протекания процессов.

Этим подчеркивается более эффективное, чем предполагалось ранее, избирательное усвоение магмами компонентов замещаемых пород, сближающее в какой-то мере магматическое замещение с ассимиляцией, несмотря на принципиальное их различие в физико-химическом аспекте: магматическое замещение осуществляется путем инфильтрационного внедрения магм выдержанного состава, определяемого флюидным режимом, а ассимиляция является диффузионным процессом взаимодействия магм с вмещающим субстратом, приводящим к образованию не выдержанных по составу гибридных пород.

Наше время характеризуется устремленностью науки, с одной стороны, в космос, с другой — в глубины Земли. В соответствии с этим в физико-химической и экспериментальной петрологии своевременной становится проблема разработки общей системы петрогенезиса вещества метеоритов, лунных и земных горных пород в общем аспекте образования планет Солнечной системы. Это новая постановка вопроса, так как до последнего времени учение о метеоритах (метеоритика) и петрология представляли самостоятельные науки и развивались независимо друг от друга. Большую роль в их объединении сыграли детальные исследования лунных пород, которые позволили выявить значение этих пород в качестве связующего звена между метеоритами (говардитами, эвкритами) и земными вулканическими породами известко-

вой коматинит-бонинитовой серии — ближайшими аналогами на Земле лунных пород и эвкритов. Многие серии земных пород несопоставимы с лунными породами и метеоритами, представляя более высокий уровень эволюции планетного вещества.

В этом отношении показательны гранитогнейсовые формации на Земле, отражающие важную ступень развития внешних оболочек планет, которая не достигалась на более примитивно развитых планетах, таких, как Луна и материнские планеты метеоритов. При распаде примитивных планет образовались хондриты, составляющие главный тип метеоритов (на них приходится 86 % падений), и подобные им астероиды, такие, как Алинда (аналог хондрита типа *H*), Дембовска (тип *LL*), Паллада (тип *C*) и др.

В проблему разработки общей теории петрогенезиса входит, таким образом, петрографическое и экспериментальное исследование формаций метеоритов и горных пород обширного эволюционного ряда от хондритов до гранитогнейсовых комплексов, слагающих на Земле основания платформ, кристаллические щиты и купола в фанерозойских складчатых системах. Эта общая проблема, решаемая в физико-химическом аспекте, распадается на следующий ряд тем, перечисляемых ниже в последовательности предполагаемой (в качестве рабочей гипотезы) эволюции планетного вещества.

1. *Изучение хондритовой текстуры метеоритов, выражающейся в распаде их на силикатные капельки (хондры) и матрицу, богатую самородным сплавом железа и никеля, включающее в себя экспериментальное ее воспроизведение.* Это изучение должно решить вопрос сопоставления этой текстуры с аналогичными текстурами железосиликатного распада вещества в ахондритах, лунных и земных породах. Все они составляют единый класс текстур вариолитового типа. Предполагается, что это изучение позволит установить их генетический ряд в последовательности понижения окислительного потенциала. Крайнее положение в нем будут занимать энстатитовые хондриты (тип *E*), в никель-железной фазе которых содержится металлический кремний (до 7 %).

2. *Изучение железных метеоритов и палласитов в их отношении к железной фазе матричного вещества хондритов.* Планируется экспериментальное исследование растворимости водорода, гелия и других летучих компонентов (с учетом их изотопных характеристик) в соответствующих железных расплавах. Предполагается, что аналогичные (богатые летучими компонентами, никелем и железом) расплавы составляют жидкие ядра вулканически активных планет, таких, как Земля. С ними связываются собственные магнитные поля планет (возбуждаемые по механизму Брагинского) и флюидные потоки, восходящие из их недр и стимулирующие развитие метаморфизма, магматизма и общего обволакивания их внешних оболочек.

3. *Исследование первичного расслоения силикатной оболочки планет в однородном и градиентном режимах относительно давления.* Предполагается, что это расслоение имеет гипербазит-базитовый характер и моделируется серией ахондритов от уреилитов (тип алмазоносных ультраосновных ахондритов) до эвкритов (тип пироксен-плагноклазовых основных ахондритов, близких к лунным базальтам). Основное внимание в этих исследованиях должно быть уделено экспериментальному воспроизведению дискретности расслоения, которая прослеживается по составам ахондритов: уреилиты — диогениты (обриты) — говардиты — эвкриты и должна находить отражение во внутреннем строении планет.

4. *Экспериментальное моделирование процессов, связанных с флюидными (водородными) потоками, исходящими из жидкого ядра планет и порождающими конвекцию вещества в мантии (эффект Марангони и др.) и спрединг в земной коре.* Петрологически эти явления прослеживаются в образовании формации эвкритовых базальтов в депрессиях на Луне, коматинитовых, бонинитовых и других известковых магматических серий на Земле. Предполагается, исходя из данных по вариолитам, что все они связаны с полным плавлением мантийного вещества под воздействием водородных струй с последующим базит-гипербазитовым расслоением расплавов в промежуточных магматических очагах.

5. Особую физико-химическую проблему представляет *переход в эволюционном развитии планет от собственно известковых коматинитовых и бонинитовых вулканических серий, аналогичных эвкритам и лунным базальтам, к щелочно-известковым и известково-щелочным сериям, отражающим специфику «земного» базальтового магматизма* (аналоги их отсутствуют в сериях эвкритов и лунных пород). Предполагается, что эта эволюция магматизма отражает общее повышение окислительного уровня трансмагматических флюидов (истощение со временем их водородных компонентов), но это требует экспериментальной проверки путем изучения базит-гипербазитового расслоения магм под давлением флюидов, находящихся в различном окислительном состоянии.

6. *Проблема щелочного магматизма* имеет особенно важное значение в разработке общей петрогенетической концепции. Петрографические наблюдения позволяют устанавливать систематическое появление в магматических породах включений гипербазитов при развитии в магматизме щелочного уклона, что можно объяснить кислотно-щелочным взаимодействием компонентов в ходе магматического замещения ультраосновных пород в глубинных очагах (разрастания их в ультраосновном субстрате). Физико-химический анализ этого взаимодействия показывает, что в ходе замещения состав магм должен смещаться в сторону ультраосновного субстрата в тем большей мере, чем выше флюидное давление (глубинность магматических очагов) с образованием формационного ряда щелочных пород: щелочные базальты —

ийолиты и уртиты с карбонатитами — лампронты и кимберлиты, уходящие своими корнями в алмазоносную мантию. Такая концепция раскрывает возможность экспериментального исследования проблемы щелочного магматизма путем выявления температурных минимумов в базит-гипербазитовой системе при различных давлениях водно-углеводородно-углекислых флюидов.

7. *Происхождение магматизма корового типа* также связывается с кислотно-основным взаимодействием компонентов и наличием температурных минимумов на фронте магматического замещения сиалического субстрата. При низком флюидном давлении или отсутствии флюидов между внедряющейся базальтовой магмой и сиалическим субстратом проявляется андезитовый минимум, экспериментально исследованный в Институте экспериментальной минералогии АН СССР, определяющий смену базальтового вулканизма андезитовым в орогенную стадию развития складчатых поясов. *Задачей дальнейших экспериментальных исследований является переход от вулканических к плутоническим системам последовательного возрастания флюидного давления, в которых ожидается смещение температурного минимума в сторону сиалических составов от андезитов через гранодиориты к гранитам.* На этой основе должно найти объяснение экстенсивное распространение в плутонической фации гранитов и мигматитов, развивающихся путем магматического замещения складчатых комплексов на орогенной стадии их эволюции.

8. *Переход к экспериментальному изучению флюидно-силикатных магматических систем выявляет широкое развитие в них жидкостной несмесимости расплавов, что проливает свет на происхождение дискретности магматических серий, вариолитовых и офиолитовых текстур вулканических пород, шаровых текстур плутонических пород и ритмичной расслоенности интрузивов и специфику их рудоносности, отделение от интрузивов пегматитовых расплавов.* Жидкостная несмесимость, особенно в остаточных расплавах, богатых солевыми компонентами, является эффективным фактором избирательной рудной концентрации. С учетом этих явлений появилась в последнее время возможность построения петрогенетических моделей ультраосновного, основного, среднего, кислого и щелочного магматизма, отражающих специфику его рудоносности. Разработка таких моделей должна производиться на основе специальных экспериментальных исследований жидкостной несмесимости во флюидно-силикатных и силикатно-солевых системах с рудными добавками.

Таким образом, разработка общей теории петрогенезиса включает в себя необычайно сложный комплекс исследований петрографического и физико-химического характера, направленных на решение ряда частных проблем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ашихмина Н. А., Богатиков О. А., Фрих-Хар Д. И. Эндогенные мономинеральные стекла на Луне.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985, № 8, с. 12—19.
2. Бабинский А. Д., Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. Эволюция щелочноземельных магм. М., Наука, 1983.
3. Батанова А. М. Влияние фтора на кристаллизацию расплавов системы альбит — анортит — диопсид.— В кн.: Петролого-минералогические особенности горных пород и технического камня. М., 1977, с. 152—165.
4. Богатиков О. А., Богданов С. В., Марков М. С. «Серые гнейсы» и проблема направленности в развитии континентальной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4, с. 8—22.
5. Ваганов В. И., Иванкин П. Ф., Кропоткин П. Н. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. М., Недра, 1985.
6. Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород. Новосибирск, Наука, 1980.
7. Генкин А. Д., Дистлер В. В., Лапутина И. П. Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия ее образования.— В кн.: Условия образования магматических рудных месторождений. М., 1979 с. 105—126.
8. Жариков В. А., Зарайский Г. П. Экспериментальные исследования биметасоматического скарнообразования. М., Наука, 1986.
9. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 1983.
10. Кинг Э. А. Космическая геология. М., Мир, 1979.
11. Коржинский Д. С. Зависимость содержаний редких элементов в магматических породах от их щелочности.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4, с. 145—147.
12. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1982.
13. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., Наука, 1979.
14. Котов Н. В. Термодинамические условия позднего катагенеза и начального метаморфизма горных пород.— В кн.: Глинистые минералы в литогенезисе. М., 1986, с. 90—103.
15. Лутц Б. Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М., Наука, 1985.
16. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М., Наука, 1979.
17. Маракушев А. А. Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., 1985, с. 5—53.
18. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М., Наука, 1983.
19. Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С. Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности.— Докл. АН СССР, т. 258, № 1, 1981, с. 183—186.
20. Олейников Б. В., Округин А. В., Махотко В. Ф. Базитовый источник хромистых пиропов.— Докл. АН СССР. Сер. геол., т. 246, 1979, № 2, с. 439—442.
21. Панях Н. А., Соболев С. Ф. Метаморфизм расслоенного комплекса офиолитов Кемпирсай.— В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М., 1983, с. 156—167.
22. Перчук Л. Л. Термодинамический режим метаморфизма в докембрии.— В кн.: Докембрий. М., 1980, с. 51—55.
23. Перчук Л. Л., Фролова Т. И., Коновалов Ю. Н. Роль магматических процессов в формировании геоструктуры Японского моря.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., 1985, с. 81—105.

24. Петрография. Т. 1—3/Под ред. А. А. Маракушева. М., Изд-во МГУ 1976, 1981, 1986.
25. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1981.
26. Рябчиков И. Д. [Природа кимберлитовых магм.—Геология рудных месторождений, 1980, № 6, с. 18—26.
27. Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Ефимова Э. С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов.—Геология и разведка, 1984, № 12, с. 63—80.
28. Траппы северо-западной части Сибирской платформы/Под ред. Д. А. Додина, В. В. Золотухина.—В кн.: Путеводитель Норильской экскурсии. Новосибирск, 1986, с. 121.
29. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья/Г. Г. Дмитренко, А. Г. Мочалов, С. А. Паланджян, Е. М. Горячева. Магадан. Изд. ДВНЦ АН СССР, 1985.
30. Эволюция изверженных пород/Под ред. Х. Йодер. М., Мир, 1983, с. 523.
31. Aranovich L. Ya., Podlesskii K. K. The cordieritegarnet — sillimanite — quartz equilibrium: experiments and applications. In: Kinetic and equilibrium in mineral reactions. Springer-Verlag. New York, 1983, p. 173—198.
32. Bach R. W., Friedrichs H. A., Rau H. P — V — T relations for HCl — H₂O mixtures up to 500 °C and 1500 bars.—High temperatures — high pressures, 1977, vol. 9, p. 305—312.
33. Dixon S., Rutherford M. J. Plagiogranites as late stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean suites; and experimental study.—Earth and Planetary Science Letters, 1979, vol. 45, N 1, p. 45—57.
34. Fabries J. Spinel-Olivine geothermometry in peridotites from Ultramafic Complexes.—Contrib. Miner. and Petrol., 1979, vol. 69, N 4, p. 329—336.
35. Marakushev A. A., Gramenitskii Ye. N. Problem of the origin of pegmatites. Int. Geol. Rev., 1983, vol. 25, N 10, p. 1179—1186.
36. Moorbath S. The age the Earth and the oldest rocks. Geology Today, 1985, p. 75—79.
37. Nagoo T., Yamamoto M., Onuma K. Crystallization trend of chromite and spinel in some alkali basalts and calcalkali andesites from Japanese island. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., 1980, vol. 75, N 2, p. 44—54.
38. Pechuk L. L., Aranovich L. Ya., Podlesskii K. K. et al. Precambrian granulites of the Aldan shield eastern Siberia, USSR.—J. Metamorphic Geol., 1985, vol. 3, p. 265—310.
39. Philpotts A. R., Doyle C. D. Effect of magma oxidation state on the extent of silicate liquid immiscibility in a tholeiitic basalt.—Amer., 6 of Sci., 1983, vol. 283, N 9, p. 967—986.
40. Voyager 1. Encounter with Jupiter. National Aeronautics and Space-Administration. New York, 1979, 44 p.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авлакогены (тафрогеосинклинали) 171
Автомагматические брекчии 169
Ассимиляция 269, 285
Астероиды 73, 74
Ахондриты 70—84
- Бухиты 8, 10
- Вариолиты 221, 222—227
Вулканическая фация 11
- Генетические типы пород 211
- Дегазация Земли 68
Дифференциация магм: анабатическая 200
 » » ассессионная 200
 » » кристаллизационная 219, 267
 » » ликвационная 216, 263
 » » флюидная 212
- Железные метеориты 70, 75
- Игнимбриты 169
Инtratеллурическая кристаллизация 197, 199, 238, 259
- Каменное ядро 66, 67
Карбонатиты 54
Континентальные окраины: активные 41, 143
 » » островодужные 145—149
 » » пассивные 39, 136
Кристаллизация магм 197, 199
- Литогенез 8
Литосфера 110
- Магматизм 46, 66, 196
Магматическое замещение 197, 269, 26—46
 » » гипербазитов 35
 » » спалического субстрата 43
Магматические породы 197
Метаморфизм 8, 25
 » аллохимический 184
 » изохимический 184
Метасоматизм 193
Метеориты 73, 74, 79
Мигматиты 8
Минеральные фации: метабазитов 9
 » » метагипербазитов 9
 » » метапелитов 8
- Незгенез 155, 164, 273
- Окраинные моря 178
Орогенез 155, 164
- Палласиты 70, 75, 80
Пегматиты 55, 58, 194, 206
Планеты земной группы 66—68
Плутоническая фация 11
Пояс астероидов 67, 73
Правило фаз Гиббса 182
 » » Гольдшмидта 182
 » » Коржинского 183
- Реголит 82
Рудообразование 46
- Свободная энергия Гиббса 180
 » » Гельмгольца 180
Стресс 184

Телласогеосинклинали 137, 138
Тектиты 100
Телескопирование 200
Термика Земли 110
Термодинамический потенциал Коржинского 180
Термодинамические системы и факторы 180
Трапповые формации 175

Ультракислые граниты (тарантулиты) 209

Факторы кинетические 185
» минеральных равновесий 180, 185
» петрогенезиса 180, 235
Фациальные серии 16
Фации магматизма 201, 237
» » вулканическая 201
» » островодужная 146, 147

» » плутоническая 201
Фениты 35
Флюидная оболочка планет 66—68
Флюидно-магматическое взаимодействие 212

Хондриты 66, 70—79
Хромитовые руды 48

Щеолитовая фация 18—20

Щелочные породы 28

Эксплозивный плутонизм 83, 201, 232, 255

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Литогенез и метаморфизм	8
Метаморфизм и магматизм	25
Магматизм и рудообразование	46
Происхождение первичных магм, метеоритов и лунных пород	66
Петрогенезис астроблем и происхождение тектитов	100
Термика Земли и образование литосферы	110
Геоструктурная обстановка петрогенезиса и формационные ряды горных пород	122
Термодинамические системы и факторы петрогенезиса	180
Дифференциация магм и генетические типы горных пород	211
Заключение	277
Список литературы	289
Предметный указатель	291

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Алексей Александрович Маракушев

ПЕТРОГЕНЕЗИС

Заведующий редакцией *В. А. Крыжановский*
Редактор издательства *А. П. Хуповка*
Переплет художника *И. А. Слюсарева*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технический редактор *В. Ю. Любимова*
Корректор *Е. В. Наумова*

ИБ № 7285

Сдано в набор 25.03.88. Подписано в печать 18.07.88. Т-06118. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл.-печ. л. 18,13. Усл. кр.-отт. 18,38. Уч.-изд. л. 20,84. Тираж 2340 экз. Заказ № 823/1423-2. Цена 3 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126. Ленинград, Социалистическая ул., 14.

Вниманию специалистов!

**Издательство «Недра»
готовит к выпуску в 1989 году
новые книги**

Наумов В. А.

ОПТИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД:

Справочник. 25 л. 1 р. 60 к.

Описаны глинистые минералы, органические остатки, вулканокластический материал в осадочных породах. Оптические характеристики компонентов сопровождаются сведениями по типоморфизму минералов, распространению в осадках и осадочных породах, поведению в процессах литогенеза. Материал изложен по единой методике, базирующейся на показателях преломления минералов. Приложения включают таблицу для определения прозрачных минералов осадочных пород в шлифах, таблицу для определения минералов в отраженном свете, список микрохимических реакций, применяемых при диагностике минералов.

Для геологов, литологов, петрографов, геохимиков, почвоведов, геоморфологов.

План 1989 г., № 50

СПРАВОЧНИК ПО ГЕОХИМИИ

Г. В. Войткевич, В. М. Глоба, А. В. Кокин и др.

40 л. 2 р. 40 к.

Рассмотрены основные свойства химических элементов, минералов и горных пород, необходимые для понимания геохимических процессов. Приведены химический состав изверженных, метаморфических и осадочных пород и руд, распространенность химических элементов в природе, состав природных вод и других природных образований. Описаны геохимия стабильных нерадиоактивных изотопов, ядерная геохронология, геохимические методы поисков. Изложение ядерной геохронологии дано на основе новых данных по скоростям распада радиоактивных изотопов. Большое внимание уделено методам выявления геохимических аномалий, геохимической съемке, интерпретации геохимических данных.

Для специалистов, занимающихся геохимией, геологией месторождений полезных ископаемых, технологией минерального сырья.

План 1989 г., № 48

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ

Справочник/А. И. Гинзбург, Л. В. Чернышева, В. И. Кузьмин и др.

40 л. 2 р. 40 к.

Обобщен и проанализирован обширный материал по типоморфизму минералов различных групп: самородных элементов, карбидов, фосфидов, простых и сложных оксидов, тантало-ниобатов, силикатов, алюмосиликатов, боросиликатов, арсенатов, вольфраматов, молибдатов, боратов. Для каждого минерала приведены основные типоморфные особенности: химические, кристалломорфологические, структурные, физические и парагенетические. Показаны возможности использования типоморфизма минералов для решения ряда генетических и других задач при поисках и прогнозной оценке месторождений, что способствует повышению эффективности геологоразведочных работ.

Для геологов, минералогов и других специалистов, занимающихся поисковыми, разведочными и оценочными работами на различные полезные ископаемые.

План 1989 г., № 52

Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А.

МАГМАТИЗМ И ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН.

18 л. 3 р. 60 к.

Обобщены данные по магматизму различных структур активных окраин, описаны процессы преобразования земной коры. Рассмотрены магматические процессы, происходящие в двух главнейших тектонически сопряженных структурах зоны перехода — окраинных морях и островных дугах, показана их роль в изменении земной коры. Установлено, что магматические процессы, идущие в структурах зоны перехода в различной геодинамической обстановке, приводят к разнонаправленным преобразованиям земной коры: наращиванию в островных дугах и деструкции в окраинных морях. Предложен механизм образования впадин окраинных морей.

Для научных работников — геологов, петрологов и тектонистов, изучающих строение земной коры и магматизм активных окраин.

План 1989 г., № 53

Интересующие Вас книги можно заказать в местных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, и в магазинах — опорных пунктах издательства, адреса которых приведены в аннотированном плане выпуска. Для тех, кто живет далеко от крупных городов, работают отделы «Книга—почтой» центральных магазинов:

№ 115 — 177334, Москва, Ленинский пр., 40;

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний пр., 61.

Издательство «Недра»

Мир-1

3-1-2017

5249

НЕДРА