

Г.М. ЗАРИДЗЕ



**ГЛОБАЛЬНЫЕ
ЭНДОГЕННЫЕ
ФОРМАЦИИ
КОНТИНЕНТОВ
И
ОКЕАНОВ**

Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Г.М. ЗАРИДЗЕ

ГЛОБАЛЬНЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ
ФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТОВ
И ОКЕАНОВ И СВЯЗАННОЕ
С НИМИ ОРУДЕНЕНИЕ

4193
Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР Е.Е.МИЛАНОВСКИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



Г.М. З а р и д з е. Глобальные эндогенные формации континентов и океанов и связанное с ними оруденение. М.: Наука, 1984.

Породные ассоциации эндогенного происхождения (вулканические, плутонические, метаморфические, метасоматические, полигенетические) объединяются в понятие "эндогенная формация", формирование которых в полных геологических циклах происходит в определенной последовательности, включая и рудную минерализацию. В книге на основании классических фактических материалов в историческом плане выделяются крупные переломные этапы геодинамической активности Земли (континентов и океанов) и отвечающие им формационные типы. Книга рассчитана на специалистов-геологов самого разнообразного профиля.

Табл. 1. Библиогр. 100 назв.

Рецензенты:

академик АНГССР Г.А. Твалчрелидзе,
д-р геол.-минерал. наук Ю.И. Назаров

ОТ РЕДАКТОРА

Автор предлагаемой книги — член-корреспондент Академии наук Грузинской ССР Георгий Михайлович Заридзе — один из основоположников грузинской петрологической школы, широко известный в нашей стране и за рубежом своими многочисленными публикациями. В их числе — около 20 монографий по многим проблемам магматизма Кавказа и общим вопросам петрологии. Среди них следует упомянуть капитальную монографию "Эндогенные формации орогенных областей" [Недра, 1970], в которой были разработаны представления автора о ранее введенном им понятии "эндогенные формации", объединяющем магматические (эффузивные и интрузивные), метаморфические, метасоматические, а также полигенетические формации.

В своей новой книге автор развивает эти представления и рассматривает место и роль различных эндогенных формаций на разных этапах геологической эволюции Земли, начиная от самых ранних стадий ее становления как планеты, и в разных геотектонических режимах развития, свойственных этим этапам.

В книге освещается также проблема связи различных полезных ископаемых с типами эндогенных формаций, характерных для разных этапов и типов тектонического развития Земли. Автор затрагивает обширный круг геолого-петрологических проблем, представляющий несомненный интерес для геологов различного профиля.

Чл.-кор. АН СССР, профессор *Е.Е.Милановский*

ВВЕДЕНИЕ

Для полигенетических кристаллических пород нами введено понятие эндогенная геологическая формация, или коротко — эндогенная формация. Оно было предложено по аналогии с понятием экзогенная (осадочная, седиментогенная) геологическая формация [19—21]. При этом принято во внимание, что в рудной геологии существуют понятия: эндогенное и экзогенное (осадочное, седиментогенное) месторождения.

Эти месторождения связаны соответственно с эндогенными и экзогенными формациями горных пород. Унификация этих понятий безусловно необходима.

Эндогенная формация является объединяющим понятием по отношению к более узким понятиям формаций: эффузивная, или вулканическая, интрузивная, или плутоническая, метаморфическая, метасоматическая и полигенетическая, формирование которых в определенных совершенных (полных) геологических циклах происходит в известной последовательности, включая и рудную минерализацию с образованием рудных формаций. Таким образом, слагающие определенные геологические циклы различные типы конкретных формаций (эффузивные, интрузивные и др.), встречающиеся в однотипных геоструктурах на различных этапах развития Земли, в совокупности составляют единую эндогенную формацию. Это не исключает использования более узких понятий, таких, как магматическая (эффузивная, интрузивная), метаморфическая формации и др.

Различают конкретные и абстрактные формации (формационные типы). Разделяя мнение Н.Л.Добрецова [12], в настоящей работе мы отождествляем конкретные формации с комплексами пород (магматический, метаморфический и др.), образующих в определенных геотектонических областях (геосинклинали, платформы, срединные массивы и др.) близкие по морфологии, возрасту и парагенезису тела различного состава.

Магматическая формация, так же как и метаморфическая (формационный тип), является абстрактным понятием. Она объединяет разновозрастные, близкие по условиям образования и морфологии тел однотипные (близкого парагенезиса) комплексы пород, возникших в различных местах Земли в аналогичных геотектонических условиях.

Если о рациональности формационного анализа осадочных и магматических пород у геологов Советского Союза мнения едины, то (по причине вторичности метаморфитов) отдельные петрологи все еще возражают против выделения самостоятельных метаморфических формаций, считая достаточным ограничиться их фациальной характеристикой и восстановлением исходного состава пород, подвергшихся метаморфизму (свиты, серии, магматические тела). Против такой аргументации весьма убедительно возражает Н.Л.Добрецов [12, с. 7], отмечая, что все породы коры вторичны по отношению к первичному веществу протоземли, что осадочные породы возникли за счет разрушения вулканитов, плутонитов, метаморфитов, а часть кремнекислотных эффузивов — в результате переплавления различных исходных пород и т.д.

По Н.Л.Добрецову [12, с. 8], картируемые конкретные тела, сложенные метаморфическими породами, являются конкретными метаморфическими формациями.

Обобщенные повторяющиеся конкретные породные тела называются формационными типами.

Разработанная цитированным автором классификация метаморфических формаций, основанная на модальном принципе, возражений не вызывает. В нашей классификации формационные типы метаморфитов вместе с магматическими объединены в эндогенные формации.

Понятие "эндогенная формация" может быть использована и при сложном генезисе ассоциирующих горных пород. Например, на Большом Кавказе развита ниже- и среднеюрская вулканогенно-песчано-глинисто-сланцевая (аспидносланцевая) формация, образованная в геосинклинальных условиях. Она представлена главным образом интенсивно рассланцованными слабо перекристаллизованными глинистыми осадками (глинисто-сланцевая фация метаморфизма) и в подчиненном количестве палеотипными вулканическими образованиями (силлы, дайки) и туфами, местами образующими спилит-диабаз-порфириновые участки (подформацию). Разделение данной единой формации на две самостоятельные — метаморфическую и вулканогенную — нецелесообразно, тем более что вулканические породы подвергнуты зеленокаменному преобразованию. В связи с этим отметим, что широко распространенное понятие "спилит-кератофировая магматическая формация" не может считаться правильным. Эта формация не является истинно магматической, так как спилиты и ассоциирующие с ними другие палеотипные магматиты метаморфизованы в условиях зеленкаменной фации.

Понятие "эндогенная формация" может быть применено и в том случае, когда не удастся однозначно выяснить происхождение пород, образующих формацию. Например, в том случае, когда одни исследователи считают, что определенные гранитоидные либо другие горные породы возникли метасоматическим путем, другие — в результате кристаллизации магмы, третьи — и тем и другим способами, т.е. они сначала образовались магматическим путем, затем на них наложились последовательно развивавшиеся процессы натриевого и калиевого метасоматоза с образованием микроклиновых гранитов, иногда содержащих уцелевшие от преобразования отдельные минералы более ранних плагиигранитов, а порой целые участки последних в едином теле гранитоидов.

В данном случае они относятся к формациям сложного генезиса (полигенетическим).

Следует также отметить, что объективное картирование конкретных эндогенных пород в любом масштабе возможно лишь путем формационного анализа, исключающего серьезные пробелы, присущие геологическим картам, построенным на основе возрастных и генетических критериев. Эти пробелы еще более усугубляются в случае многопородных тел спорного происхождения, например при картировании пород вулканоплутонического, вулканоплутонометаморфического и интрузивно-метасоматического генезиса, т.е. полигенетических породных тел.

Для установления общих закономерностей развития эндогенных процессов рассмотрение эндогенных формаций в целом, а не отдельно магматических или метаморфических либо еще более дробных, например вулканических, плутонических и других, так, где они составляют единый геологический цикл, обладает преимуществом, так как все процессы эндогенного породо- и рудообразования взаимосвязаны, взаимообусловлены и сменяют друг друга во времени и пространстве.

Приведенная ниже характеристика эндогенных формаций Земли (континентов и океанов) и выработанная на этой основе формационная классификация в отличие от других существующих классификаций основана на историко-геологическом принципе и учитывает все особенности этих формаций.

Нам представляется, что такой подход к классификации формаций имеет определенное преимущество, поскольку геология прежде всего является исторической наукой и классификация слагающих нашу планету породных ассоциаций должна строиться в историческом плане, отображающем смену (развитие) одних породных парагенезисов другими, свойственными крупным геотектоническим структурам (платформ, геосинклиналей и др.).

ФОРМАЦИИ ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Все эндогенные формации в историческом плане мы объединяем в три главных этапа: протогеологический (предкатархей—катархей—ранний архей), протоплатформенно-протогеосинклинальный (архей—ранний протерозой) и платформенногеосинклинальный (поздний протерозой—фанерозой, или рифей + венд — фанерозой).

Приведенное деление сравнительно с другими подобными делениями отличается тем, что построено по единому принципу — наименование этапов отображает постепенную эволюцию основных геоструктур литосферы и переход одного качественного состояния в другое качественное состояние с прохождением промежуточных количественных стадий.

ФОРМАЦИИ ПРОТОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЭТАПА

Протогеологический этап по сравнению с последующими этапами является менее ясным, так как информация о становлении Земли в пределах первого миллиарда лет после ее образования отсутствует [70, 80]; она стерта наложенными процессами. Пониманию процессов, протекавших на этом этапе, может помочь сравнительно-планетологический метод, который был предложен советскими геологами Г.А. Поспеловым в 1958 г. и другими [5].

Планеты и солнечная система вообще на современном уровне развития науки являются объектом исследования не только для астрономов, но и для геологов [5]. В последнее время получена значительная информация о строении и о химическом, минеральном и изотопном составе Земли, Луны, Венеры, Марса, Меркурия и метеоритов.

Несколько слов о появлении солнечной системы [7]. После первичного расширения Вселенной вещество состояло из электронов, протонов и ядер гелия (α -частицы), которые взаимодействовали с первичным излучением. В результате постепенного охлаждения примитивного вещества Вселенной протоны перешли в нормальные атомы водорода и гелия, образовавшие первичные, звездopodobные тела. С их развитием связано появление всех остальных химических элементов путем различных ядерных реакций.

Протопланетное вещество было представлено ионизированными атомами. В результате сильного понижения температуры вокруг атомных ядер образовались "брони" электронов и первые химические соединения. В соответствии с ксеноновой хронологией метеоритного материала этот процесс завершился на 150–300 млн. лет раньше образования твердых тел солнечной системы.

На основании изотопного соотношения урана и олова устанавливается нижний предел ($5 \cdot 10^9$ лет) возраста тяжелых элементов.

Рассмотрим в общих чертах образование Земли. Естественно, что гипотезы о происхождении Земли и планет должны дать рациональное объяснение образования расположенных вокруг их центров поясов различного состава и плотности.

Высказанные за последние три десятилетия гипотезы о возникновении планет Земной группы и хондритов имеют много общего. Их основное содержание заключается в том, что планеты появились путем аккреции образовавшейся в околосолнечном пространстве постепенно сплюсывающейся под воздействием собственного гравитационного поля дискообразной газопылевой оболочки, уцелевшей от захвата протосолнцем в процессе его сжатия.

Постепенное изменение состава и плотности материала планет земной группы в целом отвечает убывающей температурной последовательности небулярного конденсата по отношению к солнечному центру. Подобная закономерность установлена также в системе Юпитер—спутники [5].

О происхождении Земли (планет) в настоящее время обсуждаются две гипотезы — гетерогенной и гомогенной аккреции. Согласно первой гипотезе, исходное вещество Земли до и во время аккреции постепенно меняло свой состав, что обусловило ее первично расслоенное (поясовое) строение.

Первый вариант гипотезы неоднородной аккреции был сформулирован в 1944 г. А.Эйкеном [87], затем она развивалась рядом исследователей. Позднее А.Камерон [81—85] высказал мнение, что сжатие протосолнечной туманности на половину своего объема могло вызвать повышение температуры до $1000\text{--}1700^\circ\text{C}$ в зоне будущего формирования планет земной группы. По А.Камерону, диссипация туманности осуществлялась за короткое время ($10^3\text{--}10^4$ млн. лет). Пылевые частицы, содержащиеся вначале в первичном облаке, в соответствующих TP условиях во внутренних областях солнечной туманности могли целиком испариться. При последующем охлаждении в широком диапазоне температуры компоненты туманности испытали последовательную конденсацию. На этом основании К.Турекян и С.Кларк [94] предположили, что аккреция большей части Земли осуществлялась одновременно с конденсацией солнечной туманности и закончилась в течение 10^4 лет, в результате чего в процессе аккреции нашей планеты образовалось железное ядро, окруженное мантией, состоящей из силикатов магния. Конечная стадия аккреции протекала на относительно низких температурах. В равновесный конденсат входили окисленное железо, сульфиды железа, гидратированные силикаты магния и другие летучие вещества, что примерно соответствует хондритам I типа. Полагают, что вещество подобно-го типа, смешиваясь с еще не выпавшими на Землю высокотемпературными конденсатами, в течение длительного времени ($10^5\text{--}10^7$ лет) участвовало в процессе аккреции, обусловив образование системы верхняя мантия—кора.

Существенной положительной стороной гипотезы гетерогенной аккреции является представление о первоначальном возникновении ядра Земли, которое посредством нижней мантии было изолировано от поздней образовавшихся поясов. Этот процесс хорошо объясняет широкое развитие в верхней мантии сидерофильных элементов, ее окисленное состояние и содержание в ней летучих компонентов, что не в состоянии объяснить гипотеза гомогенной аккреции.

Критические замечания, высказанные в адрес гипотезы гетерогенной аккреции, касаются недоказанности потери первичной солнечной туманностью вещества, равного половине ее массы в виде интенсивного солнечного ветра (фаза T-Телца) и динамической неустойчивости ее диска, а также ограниченности ее диска, а также ограниченного времени формирования планет в связи с диссипацией. Кроме того, обнаружение во многих классах метеоритов изотопной аномалии ^{16}O и различное содержание этого изотопа в Земле в большинстве метеоритов указывает на то, что внутренняя часть

солнечной системы по распределению изотопов не так однородна, как это предполагает модель А.Камерона.

Гипотеза гомогенной аккреции [93] подразумевает образование Земли из холодной солнечной туманности в результате однородной аккреции планетозималей, по составу близких углистым хондритам I типа без предварительного фракционирования в течение приблизительно 1 млн. лет. Это представление не согласуется с составом небулярного конденсата, который для Земли отвечает примерно 15% железистого метеорита, 45% обыкновенного хондрита и 40% углистого хондрита [5]. Распространенные в области солнечной системы метеориты и астероиды разных составов (типа, группы) указывают также, что протопланетное вещество дифференцировалось до формирования планет, однако сравнение составов, слагающих пород Земли и Луны, с составами метеоритов показывает, что существенная дифференциация вещества нашей планеты произошла на финальной стадии ее формирования и в определенных ее частях продолжалась также в последующее время.

Следует заметить, что дифференциация протопланетного вещества до формирования планет приближается к "ультрамафитам" известково-щелочного ряда, если судить только по процентному содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O и K_2O ; в некоторых ахондритах, а именно в их энстатитовых и бронзитовых разновидностях, SiO_2 изредка достигает 52–54%. По этому единственному окислу порода отвечает "мафиту", а по процентным содержаниям других окислов она ничего общего не имеет с известными на Земле и Луне мафитовыми породами (таблица).

В самом конце гомогенной аккреции произошло отделение ядра Земли от мантии, чему сопутствовало выделение тепловой энергии в результате вязкого взаимодействия (гравитационная энергия) погружающихся металлических тел, проходящих через мантию. Есть основание полагать, что к гравитационной энергии добавлялось тепло радиогенного происхождения. Таким путем температура постепенно достигала 1800°C . Тепловую энергию, которая выделилась в самом конце аккреции, О.Ю.Шмидт считал радиогенной.

В процессе отделения ядра Земли от мантии постепенно произошло формирование Луны. Это мнение, ранее высказанное Джоном Дарвином, разделил и развил А.Е.Рингвуд [93]. Этот исследователь процесс становления Луны представляет следующим образом: из верхней части мантии Земли произошла дегазация (испарение) вещества в примитивную атмосферу, которое под воздействием центробежных сил постепенно удалялось от вращающейся Земли. Это обусловило возникновение конденсированных колец, приведших путем аккреции тугоплавкого гомогенного материала к формированию спутницы нашей планеты — Луны.

О появлении Луны существуют и другие соображения, например гипотеза захвата подобного тому, жертвами которого стали самый маленький спутник планеты Юпитер — Амальтея (бывший астероид), а также спутники Марса. По одной из гипотез, Луна образовалась в результате уплотнения и гомогенной аккреции, вызванной постепенным охлаждением дискообразной небулы. Ранние конденсаты аккреции были представлены кальцием, алюминием, титаном, а также цирконием, вольфрамом, ванадием, торием, барием, стронцием и редкоземельными тугоплавкими соединениями.

Следует отметить, что состав пород Луны близок составу мантии Земли, что дает основание предполагать образование Луны за счет вещества мантии Земли, однако установлены и их существенные отличия. В мантии Земли большим развитием пользуется оливин, а в породах Луны — пироксен. Кроме того, базальты Луны в отличие от базальтов Земли обеднены сидеро-

Химический состав (в мас. %) хондритов, ахондритов, ультрамафитов и мафитов

Компонент	Энстатитовые хондриты		Обычные хондриты			Углистые хондриты	
	тип I	тип II	H-группа	L-группа	LL-группа	тип 1	тип 2
SiO ₂	35,81	41,15	36,52	39,88	39,38	23,08	27,31
TiO ₂	Ti - 0,07	Ti - 0,05	0,13	0,15	0,19	0,08	0,10
Al ₂ O ₃	1,95	1,98	2,43	2,31	2,21	1,77	2,31
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—
FeO	—	—	8,87	13,12	17,70	10,32	20,06
MnO	Mn - 0,18	Mn - 0,1	0,25	0,27	0,32	0,19	0,17
MgO	17,90	22,89	23,48	24,98	25,40	15,56	19,00
CaO	1,43	1,24	1,82	1,90	1,96	1,51	2,03
Na ₂ O	0,93	0,85	0,85	0,88	0,87	0,76	0,54
K ₂ O	0,13	0,14	0,14	0,14	0,21	0,07	0,05
H ₂ O	—	—	0,33	0,34	0,37	20,54	13,23
P ₂ O ₅	—	—	0,23	0,26	0,22	0,27	0,27
NiO	—	—	—	—	—	1,17	1,56
Cr ₂ O ₃	Cr - 0,24	Cr - 0,29	0,36	0,44	0,30	0,28	0,39
Fe	32,85	24,88	17,23	7,70	3,39	0,11	—
Ni	1,77	1,53	1,58	1,12	0,95	0,02	0,16
Co	0,09	0,11	0,085	0,059	0,052	—	—
FeS	S - 5,77	S - 3,36	5,35	6,17	5,87	16,88	8,58
C	0,43	0,34	0,10	0,09	—	3,62	2,44
P	0,17	0,12	—	—	—	—	—
Сумма	99,72	98,86	99,72	99,21	99,39	96,23	98,20

фильными элементами (Fe, Co, Ni, Mo, Cu, Rn, Rh, Os, Ir, Pt и др.), что объясняется сепарацией металлической фазы во время происхождения этих пород. Далее, Луна в 100 раз больше обеднена летучими элементами (натрием, калием, рубидием, цезием, цинком и др.), чем Земля, что вызвано их конденсацией в условиях сравнительно низкой температуры. К летучим элементам относятся те, которые конденсируются ниже 1200 К температуры; они дефицитны в большинстве хондритов. При отрицательных температурах конденсируются лед и ртуть. Частицы этих элементов образовали небулярную фракцию примитивной атмосферы, которая испытала диссипацию.

Следует считать установленным, что мантия Земли по сравнению с мантией Луны была намного активнее и продолжала быть такой в дальнейшем. Мантия Луны вначале проявляла определенную активность, что подтверждается наличием эндогенных процессов (вулканизма) на начальной стадии ее развития. Активность Луны прекратилась приблизительно 3000 млн. лет назад. На Луне сохранились продукты раннего вулканизма; они не преобразовались (не стерлись) метаморфическими и метасоматическими процессами, как это произошло на Земле.

Протомантия Земли щедро снабжала верхнюю оболочку магмой и

Углистые хондриты	Энстатитовые ахондриты	Бронзитовые ахондриты	Щелочно-земельные ультрамафиты (среднее из 205 анализов)	Щелочные ультрамафиты (среднее из 37 анализов)	Щелочно-земельные мафиты (среднее из 693 анализов)	Щелочные мафиты (среднее из 88 анализов)
тип 3						
34,82	54,01	52,11	42,45	42,28	48,86	47,81
0,15	0,06	0,19	0,38	1,31	1,27	1,35
2,18	0,67	1,18	3,79	21,46	16,33	17,30
—	—	—	4,62	3,89	3,82	4,05
24,34	0,97	16,05	5,96	3,51	7,10	5,53
0,20	0,14	0,32	0,16	0,18	0,21	0,21
23,57	35,95	25,85	31,21	3,96	6,44	4,76
2,17	0,91	1,41	6,13	7,68	9,84	7,52
0,69	1,32	0,004	0,39	9,84	2,57	4,55
0,23	0,10	0,001	0,21	3,82	0,96	3,24
0,10	1,14	0,14	4,63	1,48	2,29	3,14
0,20	0,22	0,01	0,07	0,59	0,31	0,54
—	0,26	—				
0,58	0,06	0,80				
4,0						
1,4						
0,09						
5,12						
0,19						
—						
100,03	95,78	98,06	100,00	100,00	100,00	100,00
	силикатная часть					

связанной с ней различными химически активными элементами (газами, растворами), обусловившими постепенное формирование атмосферы и гидросферы, метаморфизм и метасоматизм ранних мафитовых пород. Видимо, следует считать установленным, что во время эндогенной активности Луны на начальном этапе ее развития эти процессы практически не совершались, что подтверждается отсутствием на спутнике нашей планеты кварца, кремнекислых метаморфических пород и гранита.

В связи с этим отметим, что в обломках пород, доставленных "Аполлоном-14", обнаружались образцы, которые были определены в качестве гранитов. Эти определения опирались на содержание компонентов в "морских" базальтах (по первым буквам характеризующих элементов: калий, редкоземельные элементы — REE, т. е. rare earth elements, и фосфор). Образцы брекчий биминеральные, они обогащены калиевым полевым шпатом и кремнеземом [68].

В основном пассивностью лунной мантии объясняется отсутствие на Луне атмосферы и гидросферы, обусловленное дегазацией на ранней стадии ее формирования. Добавочными факторами следует считать вызванную солнечным ветром нейтрализацию ионов (считают, что под его влиянием появились гелий и неон, а ^{40}Ar является результатом распада ^{40}K) и

бомбардировку космических лучей. Отсутствие атмосферы и гидросферы на Луне объясняется также низким значением силы тяжести, обусловившим диссипацию газовидного вещества в космическое пространство.

По А.П. Виноградову, первичная атмосфера Земли была восстановительной, в ней не было свободного кислорода. По его подсчетам, на поверхность первичной Земли выходили следующие газы: H_2O , CO_2 , CO , CH_4 , S , N_3S , H_3BO_3 , HCl , HF , также He , Ne , Ar , Kr , Xe , количественная роль которых неизвестна (цитируется по Г.В. Войткевичу [7]). При температуре 370К атмосфера состояла из воды и углекислого газа. В ее образовании значительную роль играли фотосинтезирующие организмы, потребляющие H_2O и CO_2 из внешней среды, первыми из которых были синезеленые водоросли либо их предки, зарождавшиеся в верхних зонах (10 м) протоокеанов. Кислород как активный геохимический элемент высвободился в основном в результате фотосинтетического распада H_2O , вызванного жизнедеятельностью фитопланктона. Позднее CO_2 интенсивно потреблялась фитопланктоном и, кроме того, в значительном количестве участвовала в формировании карбонатных осадков.

Некоторые исследователи полагают, что атмосфера и гидросфера Земли являются целиком вторичными. Первичная атмосфера на ранней стадии развития планеты в условиях высокой температуры диссипировала. Современная атмосфера и гидросфера на ранней ступени геологического развития постепенно формировались в результате дегазации мантии в связи с интенсивным вулканизмом. Такого взгляда придерживается А.Е. Рингвуд [58].

Глобальный процесс дегазации Земли на последующих этапах постепенно замедлился. Временами он возобновлялся в активных и активизированных областях — в вулканических островных дугах и рифтовых зонах.

На протогологическом этапе протоокеан был горячим и кислым, представляя собой минерализованный раствор, в котором в избыточном количестве находились F , Cl , Br и I . Эти элементы и сейчас характерны для океанов и морей. Пресная вода образовалась позднее, в связи с началом процесса естественной дистилляции (испарения), когда начала работать система атмосфера—гидросфера—стратисфера. Дистиллированная (пресная) вода накапливалась в бассейнах в участках с отрицательным рельефом.

Анализ информации, полученной советскими межпланетными станциями "Венера-13" и "Венера-14", дает возможность полагать, что Венера по сравнению с Землей находится на более ранней стадии развития. Протопланетное вещество на Венере уже разделено на ряд поясов: ядро (железоникелевого состава), массивную близповерхностную мантию (силикатного состава с участием незначительного количества 2Fe), находящуюся все еще в расплавленном состоянии, и литосферу базальтового состава. Атмосфера Венеры (углекислая — вододефицитная) в 100 раз плотнее земной поверхности.

На Венере установлен обусловленный эндогенными процессами расчлененный рельеф: крупные поднятия (Афродита, Иштар, Бета), низменные равнины (планетарные депрессии с утоненной корой) и один длинный (~ 1400 км) прогиб или рифт шириной до 150 км, пересекающий региональное поднятие. Один марсианский трог (рифт) имеет длину порядка 2200 км (ров Копрат), ширину 90—120 км и глубину 3—4 км. Длина земных рифтов обычно находится в пределах 500—700 км, ширина 35—55 км и глубина 1—3 км [27, с. 446—452].

Мощная кора Венеры (латерально квазиоднородная) и Марса сложена породами базальтового состава, хотя условно на Марсе допускается существование нескольких типов коры — "континентальная", "океаническая" и планетарных поднятий фарсидского типа [48].

Происхождение расчлененного рельефа Венеры и Марса, видимо, является в основном результатом вертикальных движений мощной коры под напором газовой-жидких конвекционных потоков, связанных с расплавленной мантией. Наличие мощной мантии на Венере установлено межпланетными станциями "Венера-13" и "Венера-14".

Постепенное нарастание вулканизма вызывает дефицит масс в подкоровой области и опускание (проседание) коры вдоль разломов. Возможно, что расчлененный рельеф Луны (кольцевые горы и интрузивно-вулканические "моря") на видимом ее полушарии провального происхождения. По-видимому, аналогичный генезис имеет и небольшой бассейн, установленный на Меркурии.

Нам представляется, что настоящее состояние Венеры в общем отвечает протогоеологическому этапу развития Земли. Возраст Земли находится в пределах 4500—4700 млн. лет. Приведенные цифры отражают возраст древнейших лунных базальтовых вулканитов. Возраст метеоритов определен в интервале 4500—4600 млн. лет.

Радиологический возраст древнейших пород Земли, определенный в современных лабораториях мира, находится в пределах 3700—3800 млн. лет.

На основании полученной информации по аппаратам "Венера-13" и "Венера-14" следует думать, что в протогоеологическое время верхняя часть твердой литосферы Земли и ее атмосфера все еще были довольно горячими.

Как известно, о строении Земли имеются следующие данные: небольшое внутреннее ядро (предположительно предстлавленное Fe—Ni сплавом), наружное мощное ядро (состоящее из Fe—FeS сплава), верхняя и нижняя мантии и кора, поверхности раздела которых установлены вполне удовлетворительно. В конце формирования Земли в мантии произошло выплавление легкоплавких элементов, образовавших силикатную фракцию (астеносферу).

Из верхней мантии (астеносферы) магма выносит недифференцированные магматические породы (пиролиты) практически одинакового состава (1 часть базальта + 3 части дунита). Они отвечают составу верхней мантии. Количество выплавленной магмы составляет около 6%. Выплавление вызвано гравитационной энергией и распадом радиогенных элементов.

В зоне зарождения пиролитов отмечаются низкие скорости распространения сейсмических волн. Значительным успехом науки следует считать установление характера пород верхней мантии, развитых под поверхностью Мохоровичича в океанах. В Атлантическом океане (скалы Святого Павла — 5° северной широты) породы верхней мантии выходят на поверхность. Недавно на океанических островах (архипелаг Кергелен) якобы были обнаружены граниты, что могло внести диссонанс в имеющиеся представления. Но эта информация оказалась ошибочной: породы, принятые за граниты, оказались эссекситами [5].

Научно-технический прогресс обусловил высокий уровень экспериментальной минералогии и петрологии. Исследование, проведенное в условиях высокого давления и одновременно высокой температуры, подтвердило, что только три породы имеют такие упругие свойства, которые могут дать скорости, установленные при прохождении сейсмических волн в верхней мантии. К таким относятся дунит (Ol), перидотит (Ol + Py) и эклогит (гранат + омфацитовый Py). Определено, что мантия неоднородна и может состоять из названных пород.

Верхний возрастной рубеж протогоеологического этапа развития Земли

составляет 3500 млн. лет. Он совпадает с так называемым саамским диастрофизмом (горообразованием) — первым тектоническим процессом, выявленным на Земле, происшедшим 3750—3500 млн. лет назад.

На протогеологическом этапе метаморфизм вулканических пород имел широкий характер и был обусловлен как непосредственным температурным воздействием магмы на породы, составляющие тонкую кору Земли (контактовый метаморфизм, пирометаморфизм), так и активностью поствулканических газов-гидротерм, представляющих собой продукт широкомасштабной дегазации мантии. Они вызывали преобразование пород первичной коры соответственно глубине их залегания (региональный метаморфизм). Распространено мнение о том, что на ранней стадии метаморфизм поверхностных пород Луны, в основном базальтов, а также анортозит-норит-троктолитов (АНТ) происходил ударным путем в результате метеоритной бомбардировки, что вызывало плавление пород, механическое повреждение и перекристаллизацию. Изучение образцов, доставленные аппаратами "Аполлон", как будто не исключает наличие метаморфизма подобного типа. Однако следует отметить, что от удара метеоритов на Земле явления подобного масштаба не наблюдаются.

В связи со сказанным следует отметить, что в лунных породах установлен также дунит (~95% оливина) безусловно глубинного происхождения, возникший на ранней стадии становления Луны; он вынесен на ее поверхность базальтовой магмой. Порода обеднена элементами-примесями, среди них U и Th. Возраст дунита определен в пределах 4600 млн. лет. Дунит деформирован и перекристаллизован [68]. Считают, что это вызвано ударами метеоритов, что не исключено. Но механическое повреждение и перекристаллизация породы могли произойти также в процессе перемещения обломка дунита к поверхности планеты. Подобные явления в условиях Земли известны.

Активность постмагматических газов-гидротерм меняющегося состава на нашей планете проявлялась вдоль многочисленных разноориентированных разломов (трещин), которые содержали наряду с элементами, обусловившими образование атмосферы и гидросферы, кремний, щелочи и другие элементы.

Под влиянием газов-гидротерм происходили аллохимические метаморфические процессы, превращавшие основные (мафитовые) породы земной коры во все менее мафитовые (более кремнекислотные и щелочные). Обогащение кремнекислотой, щелочами и другими литофильными элементами пород, первичной коры, которое в убывающем масштабе продолжалось и на последующих этапах, является в развитии Земли необратимым процессом. В результате этого процесса постепенно образовался гранит-метаморфитовый слой. После становления этого слоя допустима генерация анатектических магм и гранитоидов.

Ведущая роль метасоматизма и аллохимического метаморфизма в становлении гранитоидов (гранит-метаморфитового слоя) по мафитам была показана на ряде осмотренных нами древних кристаллических образований Советского Союза и зарубежных стран. В настоящее время представление о значительных масштабах метасоматизма разделяется многими исследователями.

Следует полагать, что на протогеологическом этапе вулканогенно-терригенные образования играли незначительную роль, которая возрастала по мере приближения к верхнему возрастному рубежу данного этапа [23, 24, 76, 100]. На этом рубеже отмечаются первые находки микроорганизмов (серия Онвервахт системы Свазиленд—Юго-Восточная Африка), образование древнейших (3760 млн. лет) метакварцитов района Исуа—Западная

Гренландия (Канада) и массовое накопление углеродосодержащих осадков (3700—3500 млн. лет [62]).

На протогеологическом этапе образовались первые плагиограниты, на что указывают их гальки, содержащиеся в конгломератах поздних осадочно-вулканогенных образований, испытавших метаморфизм 3000—2800 млн. лет назад (Свазиленд, Канада, Алдан, Балтийский щит — Кольский полуостров и Карелия).

С верхним возрастным рубежом рассматриваемого этапа близко совпадают хорошо изученные древние "серые гнейсы" Амйтсог и Акилиа — Северо-Западная Гренландия (3750—3800 млн. лет), восточного побережья п-ва Лабрадор — Канада и штат Миннесота — США, отвечающие по петрохимическим особенностям контрастным и известково-щелочным вулканическим сериям. Для "серых гнейсов" характерны повышенные содержания Al_2O_3 , CaO, Na_2O , элементов группы железа, стронция, легких редкоземельных элементов и пониженные содержания K_2O , урана, рубидия, бария, радиогенного свинца, а также низкие первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,701 \div 0,702$ и низкие отношения $^{18}O/(^{16}O - \sigma^{18}O) = (+5,2) \div (-7,3)$ [42].

Некоторые исследователи исходными породами "серых гнейсов" считают вулканогенные образования андезитового состава. "Серые гнейсы" обнаруживают полосчатость (реликтовую слоистость) и порой перемежаются метаосадочными породами [4].

К рассматриваемому этапу следует отнести додхарварские гнейсы Индостана, образования Сабакви Южной Африки, чарнокит-мигматитовые формации Гренландии и Антарктиды, эндербиты Восточной Антарктиды, гранитогнейсы Свазиленд (Африка) и Пилбара (Австралия), гнейсы и амфиболиты Беломорской серии (Балтийский щит). Все эти породы метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации. Наиболее надежные цифры возраста древнейших пород Земли, полученные различными методами и проверенные во многих лабораториях, — 3700—3800 млн. лет [42].

Следует отметить также, что возраст наиболее древних пород офиолитовой ассоциации соответствует 3500 млн. лет. Они представлены габбро и гипербазитами среди интенсивно метаморфизованных стратифицированных толщ, образующих вместе с последующими формациями гранитоидов мозаичную структуру в архейской складчатой области. Архейские офиолиты развиты в побужской, бугско-днестровской, кольской и беломорской сериях Восточно-Европейской платформы; канской, иенгерской и тимптонской сериях Сибирской платформы. Они известны среди гнейсов Индостанской платформы, в гнейсо-гранулитовом комплексе Канадского щита, в гнейсах Антарктической платформы и в "комплексе основания" Африканской платформы [52].

Исходными породами метаморфитов, входящими в состав Сибирской и Русской платформ (мигматизированные и гранитизированные амфиболиты, пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы), считаются самые ранние мафитовые вулканогенные образования. В Прибайкалье отмечается наличие натровых чарнокитов, возникших, по мнению В.С. Шкодзинского [73], по вулканитам типа дацитов, переслаивающихся с пироксеновыми гранулитами.

Из сопряженных с вулканитами разновозрастных интрузивных пород (вулканоплутонические формации) к рассматриваемому этапу следует отнести антидромный ряд пород: эндербиты, габбро-лабрадориты, габбро-нориты и в подчиненном количестве перидотиты, оливиниты и пироксениты, наиболее полно представленные в Беломорье на Балтийском щите [74].

Эти авторы [74] полагают, что состав исходной приповерхностной оболочки был андезито-базальтовым (с. 10) или андезитовым (с. 11). Это положение, в согласии с мнением Грина—Рингвуда, объясняется дополнительной миграцией из недр Земли к ее поверхности наиболее легкоплавких в условиях высоких давлений андезитовых расплавов. Не возражая против приведенного механизма становления земной оболочки андезито-базальтового или андезитового состава, мы полагаем, что в дальнейшем роль в постепенном обогащении кремнием и щелочами исходной мафитовой (базальтовой) оболочки Земли на протогеологической стадии ее развития играли содержащие эти элементы восходящие постмагматические растворы, интенсивно проявляющиеся после некоторой паузы или прекращения вулканизма в определенной области и генерирующиеся в протомантии. Об этом говорят включения амфиболитов в "серых гнейсах", видимо, представляющие собой уцелевшие останки исходных мафитовых пород, славших протооболочку Земли и подвергшихся аллометаморфизму и метасоматизму [79, 86]. Таким образом, мы допускаем, что мафитовая протооболочка нашей планеты подверглась метасоматическому изменению, постепенно принимая все более кремнекислотный и щелочной состав. Позднее извергались андезиты, формировались анортозиты, эндербиты, плагиограниты, более кремнекислотные и щелочные гранитоиды, тоналиты, трондхемиты и гранодиориты [2, 23, 100], обусловившие зарождение первых относительно стабильных участков в оболочке Земли.

При решении вопроса о составе продуктов вулканизма и земной протооболочки не принимаются во внимание аллометаморфические и метасоматические процессы, интенсивно протекавшие на протогеологическом подэтапе развития Земли. На этом подэтапе и на рассматриваемом этапе в целом изохимический метаморфизм, видимо, играл весьма незначительную роль.

Известно, что аллохимический метаморфизм и метасоматизм могут полностью преобразовать породы субстрата. Автору приходилось описывать ряд интересных явлений метасоматических процессов в палеозое и мезозое Кавказа, в частности превращение габброида в плагиогранит и далее в микроклиновый гранит, базальта и андезита — в кварцевый порфирит и кварцевый альбитофир с фенокристаллами кварца, в которых наблюдаются все промежуточные стадии процесса [21; 24, с. 107—109].

Нами было высказано мнение по поводу причины образования кремнекислотной земной коры [24, 100]. Мы отмечали, что в этом процессе наряду с другими процессами ведущую роль играла метасоматическая гранитизация исходного мафитового субстрата, обусловленная длительным воздействием восходящих постмагматических водных флюидов, содержащих кремний и щелочи (дегазация мантии). Этот процесс нагляднее выражен в более поздних образованиях ввиду лучшей их сохранности. Они нами неоднократно описывались, начиная с пятидесятых годов. "Дегазация мантии... может идти только в результате выноса магмой водных флюидных компонентов, которые освобождаются от силикатной составляющей при кристаллизации магмы в верхних горизонтах земной коры" [55, с. 21]. В.В. Эз [76; 77, с. 119] также считает, что формирование раннедокембрийских первично-осадочных и вулканогенных пород происходило за счет гранитизированных мафитов и ультрамафитов, которые преобразовались в более кремнекислотные метаморфиты в результате привноса в кору глубинными флюидами кремнезема и щелочей.

Возражая против высказанного рядом исследователей мнения по поводу образования первых кремнекислотных магматитов путем переплавления вулканогенно-осадочных пород, испытавших неоднократную осадочную

дифференциацию, порой секущихся гранитоидами, в наших последних работах [23, 24, 100] мы писали: тот факт, что горные породы, которые могут именоваться настоящими гранитоидами, появились позднее вулканогенно-осадочных толщ, не может служить доводом в пользу образования гранитов за счет переплавления осадочных толщ, которые в то время, естественно, должны были быть еще слабо отсортированными. Следует также серьезно считаться с фактом преимущественного развития метасоматической гранитации в областях распространения мафитового субстрата, что наблюдается и в фанерозойских гранитоидах, связанных с эвгеосинклиналями, заложенными на базальтовом субстрате (океанической коре).

По аналогии с химическим составом пород Луны (ANT; KREEP) [68], видимо, следует полагать, что состав пород земной оболочки в протогеологическое время в целом и в начале предпротоплатформенного развития был в различной степени мафитовым. Радиологическое омоложение земных пород по сравнению с породами Луны, видимо, вызвано значительной эндогенной переработкой первых из них, обусловленной наличием у Земли высокоактивной мантии. В настоящее время вряд ли можно сомневаться в том, что начиная уже с раннего этапа развития Земли в ее оболочке протекали интенсивные аллометаморфические и метасоматические процессы, являющиеся главной причиной становления первых стабильных участков (протоплатформ).

Для протогеологического этапа развития Земли намечаются требующие дальнейшего уточнения следующие эндогенные формации (формационные типы):

Базальтовая, допускаемая для протогеологического подэтапа.

Метабазальтовая: 1) гнейсо-амфиболитовая (Беломорская серия на Балтийском щите); 2) гнейсо-мигматит-кристаллосланцевая (Сибирская и Русская платформы и др.); 3) амфиболит-амфибол-биотит-гнейсовая (Украинский щит и др.).

Ультрамафит-мафитовая: 1) метаперидотит-пироксенитовая (Ийский комплекс Восточного Саяна и др.); 2) анортозит-габбровая (Тагуйский комплекс Восточного Саяна и др.).

Мафит-ультрамафитовая (протофиолитовая, протозеленокаменный пояс): габбро (диабаз) — ультрамафитовая (гипербазитовая) — гнейсо-пироксен-плаггиокристаллосланцевая (Восточно-Европейская, Сибирская и Индостанская платформы, Украинский щит).

Метаандезит-метабазальтовая: 1) диабаз-порфирит-амфиболит-плаггиокристаллосланцевая (Кольский полуостров и др.); 2) перидотит-эндербит-габбро-анортозитовая (Балтийский щит — Беломорье, Восточная Антарктида и др.); 3) гнейсо-лептитовая (Балтийский щит — Кольский полуостров и др.).

Анортозит-мангеритовая в ассоциации с более поздним анортозит-гранитовым комплексом (Становой, Гренвильский и Анабарский пояса).

Габбро-анортозитовая (Балтийский и Алданский щиты и др.).

Тоналит-трондjemитовая (вулканоплутоническая; метаандезиты, тоналит-трондjemитовые гнейсы, мигматиты, амфиболиты) "серых гнейсов" (Балтийский, Украинский и Канадский щиты, Южно-Африканская и Западно-Африканская области и др.).

Метатерригенно-кварцитовая (Русская платформа, Украинский и Гвианский щиты, Дальний Восток СССР и др.).

Метавулканогенно-метакварцитовая (Исуа — Западная Гренландия, Дальний Восток СССР и др.).

Гиперстен-нейсово-мигматитовая-гранулит (-эндербит)-чарнокитовая (Сибирская платформа — Прибайкалье и др.).

Гиперстен-биотит-плаггиогнейсовая (Балтийский щит и др.).

Метагаббро-плаггиогранитовая.

Гранито-нейсовая (Свазиленд—Юго-Восточная Африка, Пилбар — Австралия и пр.).

Мигматит-гранитовая (Балтийский щит и др.).

Следует отметить, что стадии развития литосферы в катархее и раннем архее в различных ее частях были различными, но последовательность эндогенного породообразования была примерно одинаковой. Подобное неравномерное (участковое) развитие земной оболочки устанавливается и на протоплатформенно-протогеосинклинальном этапе.

ФОРМАЦИИ ПРОТОПЛАТФОРМЕННО-ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

Возрастные пределы протоплатформенно-протогеосинклинального этапа 3500—2600 (кенорский диастрофизм) — 2000—1900 млн. лет (во многих местах образование платформ в результате объединения определенных протоплатформ). На этом этапе (в позднем архее) на многих территориях происходит интенсивное наращивание континентальной коры вдоль ранее образованных относительно стабильных участков за счет отмирания прото-эгеосинклиналей, испытавших деформацию, аллохимический метаморфизм и метасоматическую гранитизацию.

Таким образом, рассматриваемый этап эволюции нашей планеты характеризуется наличием двух различных основных структур — относительно стабильных протоплатформ и подвижных протогеосинклиналей, которые отвечают две группы формаций.

Протоплатформенные формации

На Алданском щите протоплатформа, возникшая 3000 млн. лет назад на участке Алдано-Тимптонского блока, испытала опускание (проторифт) и преобразовалась в протогеосинклиналь, прекратившую свое существование 2600 млн. лет назад (Кенорский диастрофизм), после чего возобновилось протоплатформенное развитие. В протоплатформенное время здесь образовался осадочный чехол огромной мощности (12—13 км), включающий кремнекислотные вулканы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой, отчасти амфиболитовой фации. Образования чехла сложены в брахиформные складки.

Одним из примеров формирования протоплатформ может служить Трансвааль (Юго-Восточная Африка). Возникшая здесь после деформации архейских пород "системы" Свазиленд консолидированная область в середине раннего протерозоя превратилась в протоплатформу, северная часть которой подверглась опусканию (проторифт), а другая (Южная Родезия и Наталь) — поднятию с образованием мощных грубообломочных осадков ("система" Доминьон Риф) и субсеквентных вулкаников — риолитов (кварцевые порфириды), андезитов, базальтов и синхронных интрузивов — габбро и гранитов (вулкано-плутоническая формация). Другая осадочная "система" Вентерсдорп, заполняющая впадины, характеризуется вулканиками андезито-базальтового, реже риолитового состава. В завершающей синдеформационной стадии развития области образовалось гра-

ниоидное тело (плутон Понгола), расположенное вдоль плоскости архейского фундамента и осадочного чехла.

В результате деформации осадочного чехла на некоторых протоплатформах формируются: калинатриевые граниты (2800 млн. лет), щелочные граниты, щелочные (нефелиновые) сиениты и редкоземельные пегматиты (~2700 млн. лет) — на Индостанской и Африканской протоплатформах.

Следует привести также магматизм Австралийской платформы (протоплатформы), связанный с одной из наиболее ранних структур чехла впадины Кимберли, мощность осадков которого достигает 5 км. Толща чехла верхней части нижнего протерозоя сложена кварцевыми и аркозовыми песчаниками, пестроцветными алевролитами и аргиллитами, покровами миндалекаменных базальтов и др. Она интродуцирована дайками и мощными силами долеритов (1800 млн. лет), местами гранофиризированными, общей мощностью до 3 км.

На периферии протоплатформ формировались автохтонные крупные линейные массивы анортозитов, известные в пределах Алдано-Станового, Анабарского и Балтийского щитов. Они образованы в результате Ca—Al метасоматоза, сопровождающегося выносом Mg, Fe и Ti и развитием процессов базификации, обусловившей возникновение зоны титаномагнетитового оруденения.

Ввиду существенных отличительных особенностей данных анортозитов от других, более поздних, в частности отсутствия в них ритмической слоистости, большей лейкократовости, высокого содержания Al_2O_3 , они выделяются в качестве самостоятельного анортозитового формационного типа. Другой формацией (формационным типом) следует считать анортозит-ультрамафит-габброидную формацию. В данном случае анортозиты входят в состав расслоенных интрузивов.

Протоплатформенное развитие в различных местах континентальной коры началось в разное время. На приазовской части Украинского щита — 3500 млн. лет, на Канадском щите — 2400 млн. лет и на Кольском полуострове и Карелии — 3400—3100 млн. лет назад.

Образовавшаяся на Карельском геоблоке протоплатформа в нижнем ятулии испытывает прогибание (проторифт), в котором накапливаются осадки протоплатформенного чехла и происходит синседиментационный толеит-базальтовый вулканизм. Нижнепротерозойские образования (сумий—сариолий, ятулий, суйсарий, вепсий) отделены от верхнепротерозойских отложений возрастным рубежом 1650 ± 50 млн. лет. Время консолидации докембрийского фундамента Русской платформы, определенное по времени обособления щитов и массивов, становления рифейских авлогенов соответствует 1800—1600 млн. лет [с. 68]. На Кольском полуострове с началом установления протоплатформенного режима связано образование Мончегорского стратиморфного интрузива, сложенного пироксенитами, перидотитами и норитами. Другие крупные расслоенные интрузивы, какими являются Бушвельд (возраст поздних красных гранитов 1500 ± 50 млн. лет), Стиллуотер, Садбери, Великая Дайка и др., сформировались также на протоплатформах [23, 24, 50, 100].

Некоторые исследователи (S. I. Shand), изучавшие Бушвельдский расслоенный интрузив, красные граниты, расположенные в верхней его части, считают продуктом кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, что наряду с другими данными подкрепляется известными экспериментами Н.Л. Боузена. В нашей ранней работе [20] мы заострили внимание на невозможность получения гранитов путем кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы и отметили недоказанность этой гипотезы в целом. В настоящее время многие петрологи отрицают такой

генезис красных гранитов Бушвельда гранитоидов вообще. В.П. Петров [54, с. 23] отмечает, что наиболее кремнекислотным дифференциатом базальта может являться диорит, в лучшем случае кварцевый (микропегматитовый) диорит, и что реальный механизм возникновения гранитоидов путем фракционирования выделившихся кристаллов отсутствует. Названный автор в качестве единственного механизма генерации гранитовой магмы считает эвтектическую кристаллизацию.

По поводу генезиса магмы на платформах (континентальных рифтах) Д.К. Бейли [27, с. 20—30] отмечает, что кремнекислотные магмы, которыми свойственно низкое содержание H_2O , не могут быть связаны с базальтами в условиях закрытой системы и что данные по содержанию H_2O указывают на то, что резко дифференцированные расплавы не могут быть отнесены к продуктам кристаллизации или фракционного плавления в закрытой системе.

Н.П. Михайлов, Е.В. Шарков и В.В. Сладкевич [50] среди расслоенных (стратифицированных) интрузивов выделяют три главных ассоциации (формации) пород: мафит-ультрамафитовую, ультрамафит-мафитовую повышенной щелочности (анортозит-ультрамафит-мафитовая формация Г.М. Заридзе) [23, 24, 100] и щелочную, которая для фанерозойских расслоенных интрузивов является нехарактерной. Первые две формации развиты главным образом в пределах протоплатформ и в областях ранней консолидации.

Лополит Бушвельда, имеющий воронкообразную форму, образованный в условиях внутриконтинентального рифтогенеза, занимает в плане 65 000 км² и залегает в центральной части Трансваальской синеклизы. Мощность его местами достигает более 8 км. По Уэйджеру и Брауну [95], формирование интрузива происходило следующим образом: после внедрения базальтовой магмы началась кристаллизация; кристаллы погружались в расплаве и постоянными конвективными токами переносились из верхних относительно холодных зон на глубокие горизонты камеры, а затем осаждались на дне резервуара. По мнению упомянутых авторов, распределение минералов строго определяется стратиморфной последовательностью горных пород, выражающейся в смене ультрамафитовых дифференциатов во вскрытом основании массива горными породами мафитового состава, затем породами среднего состава и в конечном счете кремнекислотными породами, приуроченными к обнаженной кровле плутона. Отмечается постепенное изменение состава полевых шпатов, оливинов, пироксенов и шпинели вверх по разрезу от высокотемпературных к низкотемпературным членам изоморфных серий, а также характер сортировки материала в ритмически расслоенных зонах, что указывает на последовательную кристаллизацию от подошвы к кровле камеры. Однако этот механизм становления Бушвельдского массива нельзя считать неизменным.

По данным Уэйджера и Брауна [95], базальная зона Бушвельдского интрузива общей мощностью 1200 м состоит главным образом из пироксенитов и других ультрамафитов (бронзититов, гарцбургитов, перидотитов, оливинитов, дунитов) с тонкими прослоями хромитов, количество которых увеличивается в верхней части разреза. Следующая на ней сверху критическая зона (мощность около 1000 м, считая от основания хромитового прослоя) характеризуется наиболее четкой расслоенностью. Из кумулятивных минералов здесь отмечается прежде всего хромит, далее бронзит, основной плагиоклаз с обратной зональностью, затем на высоте 300 м авгит и оливин. Горные породы и минералы здесь менее магнезиальные. В верхней части данной зоны имеется платино-сульфидоносный горизонт

(риф Меренского), состоящей из двух грубозернистых пироксенитовых слоев, разделенных габброидами. Риф Меренского (циклическая пачка) перекрывается очень близкой по набору горных пород циклической пачки, называемой рифом Бастрад. Выше следует наиболее мощная зона (от 5000 м в восточном Трансваале до 3000 м в Рюстенбурге — западная часть массива), называемая главной зоной, в основании которой наблюдаются вместо четких макроритмов кумуляты с плохо выраженной или совершенно отсутствующей расслоенностью. Зона сложена габброидами (содержание MgO до 9 вес. %), в которых в качестве кумулятивных фаз называются плагиоклаз (Al_{63-73}), моноклинный пироксен, ромбический пироксен (Fs_{26-60}) в подчиненном количестве. Верхняя зона (минимальная мощность в западной части массива 900 м) состоит из габбро, троктолита и пироксенита (два слоя) и более 20 магнетитовых слоев. В ясно расслоенных горных породах верхней зоны из кумулятивных минералов, кроме магнетита, присутствуют железистый оливин, роговая обманка и в небольшом количестве биотит. Горные породы и минералы верхней зоны в отличие от нижележащих зон содержат меньше Mg и Ca и значительно больше Fe, Ti, Si и щелочи.

Наличие хромитовых прослоев, количество которых начиная с базальной зоны в верхней части разреза увеличивается, противоречит кристаллизационной дифференциации. Распределение минералов во второй зоне указывает на отсутствие какой-либо закономерности в вертикальном расположении минералов, вытекающее из гипотезы кристаллизационной дифференциации. Из приведенного авторами рассматриваемой работы рисунка видно четкое чередование существенно хромитовых и плагиоклазовых слоев, а на следующем рисунке обнаруживается нарушение в перемежаемости полевошпатовых и хромитовых кумулятов. На одном из рисунков видны "оползневые" структуры, типичные для горных пород, подвергшихся метасоматическим преобразованиям (текстуры течения).

Небольшая мощность хорошо расслоенной критической зоны сравнительно с главной наиболее мощной зоной, где расслоенность совершенно не обнаруживается, либо выражена слабо. Надо думать, что породы верхней зоны, в которой расслоенность (как видимая, так и скрытая) отсутствует, претерпели основательную переработку наложенными метасоматическими процессами, как это наблюдается всегда, когда метасоматоз заходит далеко. Авторы сами отмечают, что мощность горных пород верхней зоны оценивается по-разному в зависимости от точки зрения на происхождение кремнекислотных горных пород, развитых в самой верхней обнаженной части интрузива. Максимальной мощности верхняя зона достигает в восточной части массива, где она включает тонкозернистые граниты, по словам авторов, неясного генезиса. Минимальная мощность (около 900 м) установлена в западной части массива, где развиты красные граниты, имеющие секущее положение. Видимо, становление этих двух разновидностей гранитов вызвало основательную переработку горных пород верхней зоны Бушвельского интрузива и обусловило метасоматические их преобразования (метаморфическую дифференциацию). Как правильно пишет А.П. Лебедев [35], "целый ряд факторов — псевдоатрификация, способ выполнения или замещения пространства, занимаемого интрузивным телом, — остаются недостаточно или вовсе необъяснимыми".

А.П. Лихачев [37] отмечает, что наиболее популярная гипотеза кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в Бушвельском интрузиве неприемлема, так как, во-первых, при дифференциации магмы этого вида ($MgO \approx 6 \div 8$ вес. %) образуются более железистые феррические минералы (оливин Fa_{5-15}) и, во-вторых, в основании интрузива, сложен-

ного преимущественно пироксенитом, отсутствует соответствующее накопление тяжелых минералов — оливина, хромита, магнетита и сульфидов, которые концентрируются в основном в вышележащих горизонтах. Возражения веские, однако защищаемый названным исследователем способ формирования Бушвельдского интрузива, выражающийся в поэтапном выплавлении вещества из мантии в условиях повышающихся температур и последовательным его поступлением в современную камеру, малоубедителен. При допущении поэтапного выплавления из мантии материала все менее кремнекислотного состава невероятным кажется допущение о размещении отдельных порций магмы в определенном порядке, без интенсивного их перемешивания, что в массиве в целом не наблюдается. По мнению названного автора, первые порции поступающей магмы, взаимодействуя с горными породами трансваальской серии, в результате глубоких преобразований земной коры дали красные граниты, гранофиры и др., тогда как все исследователи (пожалуй, за исключением Р. Дели) считают их более поздними.

Относительно кровли Бушвельдского интрузива отмечается, что горные породы верхних горизонтов, обнажающихся в его центральной части, обычно находятся в контакте со сложным телом гранитов, фельзитов и гранофилов. В ряде районов, в частности в поясе Сигнел—Маунтин, наблюдается согласное перекрывание расслоенных горных пород почти горизонтальными осадочными породами и фельзитами серии Ройберг, трудно разграничиваемых от кремнекислотных горных пород кровли Бушвельдского интрузива, включая, возможно, переплавленные осадки. В других участках, особенно на западе массива к северу от Рюстенбурга, расслоенные горные породы непосредственно контактируют с массивом красных гранитов, а поздние секущие гранофиры иногда перекрыты горными породами серии Ройберг. Серия Претория в большинстве случаев образует подошву Бушвельдского массива. Таким образом, можно лишь утверждать, что горизонтально залегающая серия Ройберг древнее красных гранитов, секущих как горные породы Бушвельда, так и серию Ройберг. То же можно сказать о Стиллуотерском (США, штат Монтана) и других расслоенных интрузивах [21]. Здесь имеется много необъяснимых фактов. В частности, Е.Д. Джексон [89] в Стиллуотерском интрузиве циклические единицы представляет в качестве продукта отложения кристаллов из периодически обновляющейся застойной магмы, стабилизировавшейся в процессе придонной кристаллизации. Г.Г. Хесс [88] особенностью тонкой ритмической расслоенности, в том числе нормальной и обращенной гравитационной стратиморфности, а также чередование слоев с резкими контактами объясняет влиянием восходящих и нисходящих потоков на скорость осаждения кристаллов пироксена и плагиоклаза и в подтверждение своих взглядов приводит соответствующие расчеты. Л. Уэйджер и Г. Браун [95] полагают, что различия в мощности и характере слоев обусловлены скорее переменной скоростью и различным характером конвекционных потоков, нежели различным их масштабом в отдельных участках и во всей камере в целом. Дополнительные процессы предлагаются последними авторами для объяснения особенностей отдельных зон Стиллуотерского интрузива, что свидетельствует о непреложности гипотезы кристаллизационной дифференциации к расслоенным интрузивам.

Протогеосинклинальные формации

Протогеосинклинали в общем сходны с фанерозойскими геосинклиналями, отличаются от последних простыми формами складок и отсутствием внутригеосинклинальных поднятий, фациальной неустойчивостью осадков, интенсивным мафитовым вулканизмом, порой более кремнекислотным, обусловившим формирование обширных зеленокаменных поясов, возраст метаморфизма которых 3000—2800 млн. лет (Свазиленд, Канада, Алдан, Кольский полуостров). В базальных конгломератах этих образований содержатся гальки древних плагиогранитов. Протогеосинклинали характеризуются высокотемпературным метаморфизмом в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, мигматизацией и гранитизацией, развитием наряду с плагиогранитами анатектико-метасоматических гранитов и образованием первых порфиробластических гранитоидов, порфиробласты которых имеют наложенный (метасоматический) генезис.

В протогеосинклиналях, в настоящее время входящих в состав Балтийского и Канадского щитов [8] и фундамента Русской плиты [29], на собственно геосинклинальной стадии извергались переслаивающиеся между собой ультрамафиты и мафиты. В михайловской серии (3500—3200 млн. лет) Белгородско-Михайловского пояса известны коматит-базальты, базальты, их пирокластиты, дациты и риолиты, испытавшие метаморфизм, в результате чего образовались зеленокаменные ультрамафит-мафитовая, лептит-спилит-диабаз-порфирировая и кварцпорфир-кератофир-диабаз-порфирировая формации. На геантиклинальной стадии протогеосинклинали последовательно формировались плагиограниты и плагиомикроклиновые граниты.

Верхнеархейский протогеосинклинальный цикл на Кольском полуострове (Кольский геоблок) начинается излияниями базальтов и андезит-дацитов, а в Карелии (Карельский геоблок) — ареальными андезитами, сменяющимися излияниями базальтов.

Ранняя инверсионная стадия характеризуется образованием габбро-плагиогранитов (Карелия) и диорит-плагиогранитов (Кольский полуостров), которым предшествуют ультрамафиты (гипербазиты).

Для архейской протогеосинклинали Присаянья в пределах южного выступа фундамента Сибирской платформы выделяются метабазитовая (двупироксеновых и пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и амфиболитов) с абсолютным возрастом 2900—2500 млн. лет и спилит-диабазовая (собственно геосинклинальные), чарнокитовая и мигматит-гранитовая (инверсионные) формации [1].

В ольхонской серии архея Западного Прибайкалья выделяются мраморы, парагнейсы и паракристаллосланцы гранулитовой фации, видимо, отвечающие парагнейсо-паракристаллосланцевой формации (собственно геосинклинальная), и габбро, габбро-пироксениты, ультрамафиты, чарнокитоподобные граниты. В раннем протерозое отмечаются метагабброиды (амфиболиты), габбро-диабазы, плагиограниты, гранитогнейсы, плагиомигматиты, гранитоиды шаранурского и приморского комплексов, видимо, соответствующие формациям: габбро-плагиогранитовой и гранитоидной.

В Воронежском кристаллическом массиве для протогеосинклинали (ранний протерозой) выделяются несколько формаций [71], среди них: мигматит-гранитовая и мигматит-плагиогранитовая (> 2500 млн. лет), габбро-пироксенит-перидотитовая (исходно диабазовая, метаморфизованная в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций), габбро-диорит-гранодиоритовая (1870—2200 млн. лет), мигматит-тоналит-плагиогранитовая (1840—2210 млн. лет).

В протогеосинклиналях в возрастном интервале 3500—1900 млн. лет удается выделить архейские и раннепротерозойские офиолитовые ассоциации. Согласно Э.Б. Наливкиной [52], первая из них представлена в крупных тектонических блоках древних складчатых сооружений и образовалась на обширных площадях специфических панэвгеосинклиналей. Их приуроченность к линейным геоструктурам не устанавливается. Породы первой офиолитовой ассоциации испытали складчатость, метаморфизм в гранулитовой или амфиболитовой фациях и региональную гранитизацию. Они и относительно более поздние гранитоиды образуют мозаичное строение. Раннепротерозойские офиолиты слагают протяженные прерывистые пояса и сохранились лучше, чем архейские. Они в стадии складчатости подверглись слабой гранитизации, преимущественно в краевых частях поясов, и метаморфизму в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Гранитоидные интрузивы размещены вдоль зеленокаменных поясов.

Сходство архейских и раннепротерозойских офиолитов заключается в том, что они образуются на собственно геосинклинальной стадии развития (что, как известно, имеет место и в фанерозойских эвгеосинклиналях), слагаются одними и теми же исходными породами и характеризуются одинаковой рудной минерализацией (Fe, Ni, Co, Cr).

Э.Б. Наливкина [52] считает, что если мысленно снять региональную гранитизацию, то архейская и раннепротерозойская офиолитовые ассоциации соответственно сопоставимы с офиолитовыми ассоциациями талассогеосинклиналей и срединно-океанических хребтов (эвгеосинклиналей).

Архейская офиолитовая ассоциация представлена главным образом (> 80%) пироксен-плаггиоклазовыми сланцами (метадиабазами), биотит-плаггиоклазовыми и другими гнейсами, кремнисто-железистыми (метатерригенными) породами, небольшими телами метагаббро и ультрамафитами. Общая мощность толщи около 10 км. Породы образуют древний переработанный (гранитизированный и метаморфизованный, с возникновением чарнокитов) базальтовый слой земной коры. Они слагают наиболее глубинные части гранитометаморфитового слоя.

Архейские офиолитовые ассоциации развиты в побужской, бугско-днестровской, кольской и беломорской сериях Восточно-Европейской платформы, канской, иенгской и тимптонской сериях Сибирской платформы, в гнейсовом комплексе Индостанской платформы, в гнейсо-гранулитовом комплексе Канадского щита, в гнейсовом комплексе Антарктической платформы, в комплексе основания Африканской платформы.

Раннепротерозойские офиолитовые ассоциации представлены аподиабазовыми (\approx 80%) и апократофирированными сланцами (\approx 7%), слагающими нижние части разреза, метатерригенными породами, включая кремнисто-железистые (\approx 9%), небольшими телами метагаббро и ультрамафитов. Они известны в зеленокаменных поясах саксаганид и Украинском щите, карелид на Балтийском щите, слагают большую часть енисейской серии в фундаменте Сибирской платформы, развиты в поясах Учи, Абитоби, Кивати на Канадском щите, в поясах Дарвар, Соколи, Синтбхум на Индостанском щите и др.

Вызывает интерес описанный в 1962 г. в Капваальском кратоне (Южная Африка) ультрамафит-мафитовый тип вулканитов, названных коматиитами и слагающих архейские зеленокаменные пояса континентов [56, с. 8—10].

Известные в настоящее время коматииты Канадского щита, Родезийского и Калваальского кратонов, Индийского щита, блоков Пилбара и Йилгарн в Западной Австралии и Восточно-Европейской платформы обнаруживают

структуру закалки (спинифекс, или венчструктуру) и характеризуются высоким содержанием MgO и Al_2O_3 , низким значением отношений $Ti:Mg$ и $Ti:Cr$; содержание Ti и Zr низкое, а SiO_2 высокое; $CaO:Al_2O_3 > 1$; содержание K_2O низкое ($< 0,9\%$).

Экспериментально установлена температура застывания расплава коматиитов ($1650^\circ C$), превышающая температуру лав современных вулканов ($\approx 1200^\circ C$). Ряд исследователей отмечали, что породы коматиитовой серии (Австралия, Канада и др.) отвечают первичной земной оболочке. Другие считают их аналогами островных дуг. Высказывалось также мнение об импактном их происхождении.

Возраст коматиитов Капваали, определенный по минералам рубидий-стронциевым методом, — 3500 ± 200 млн. лет. Возраст коматиитовой серии Родезийского кратона — $2600-2700$ млн. лет. Здесь они налегают на гранито-гнейсовый фундамент, отделяясь от него поверхностью размыва, начинающейся мелководными отложениями и строматолитовыми известняками, указывающими на их происхождение в малоглубинных морских условиях.

Развитие коматиитов среди осадочно-вулканогенных (зеленокаменных) поясов дает основание считать их, по-видимому, протогеоинклинальными образованиями, что, в частности, наблюдается в Карелии на участке Койкары (возраст 2700 ± 100 млн. лет, лопий). Здесь, по данным К.О. Кратца, на долопийском плагиогнейсо-гранитовом фундаменте налегают породы зеленокаменного пояса со следующей последовательностью пород снизу вверх: на участке Семчь имеются потоки чередующихся подушечных и массивных лав с горизонтами бомбовых туфов, гиалокластитов, резе осадков; на участке Койкары обычные вариолитовые метабазалты, потоки перидотитовых и базальтовых коматиитов (общая мощность комплекса от $500-600$ до 2500 м); далее следуют полимиктовые конгломераты (участок Койкары), галечный материал которых в основном метабазальтовый, редко встречаются плагиограниты (общая мощность $100-120$ м); выше конгломератов располагаются среднекремнекислотные и кремнекислотные вулканы (участок Койкары). На участке Семчь конгломераты отсутствуют; затем следуют граувакки андезит-дацитового состава, кремнистые породы, углеродосодержащие сланцы, редко встречаются горизонты карбонатных пород и серноколчеданных руд (мощность $800-900$ м); выше (участок Койкары) наблюдаются пачки массивных метабазалтов (мощность $200-300$ м), которые в свою очередь перекрыты кремнистыми сланцами (оз. Лаваламни); на участке Семчь установлено несогласное перекрывание архейских (лопийских) осадочно-вулканогенных образований (андезитобазальтовые подушечные лавы, мандельштайновые потоки) конгломератами протерозоя (сумий-сариолийские); лопийские и сумий-сариолийские вулканогены несогласно перекрыты седиментогенами и вулканогенами ятулия.

В последнее время намечается тенденция выделения двух возрастных групп зеленокаменных поясов — древних ($3800-3200$ млн. лет) и поздних ($2800-2500$ млн. лет). Главной их отличительной особенностью являются широкое распространение в первой возрастной группе поясов перидотитовых и базальтовых коматиитов и подчиненное — во второй группе поясов [56, с. 20—21]. К первой группе следует отнести коматииты (3000 млн. лет) зеленокаменных поясов конско-верхоцевской серии на Украинском щите [55, 56, с. 23—24] и Олондинского комплекса Восточной Сибири (> 2700 млн. лет).

В целом архейские зеленокаменные пояса мафит-ультрамафитового состава обнаруживают сходство между собой. Они проявляют низкую степень

метаморфизма — чаще в условиях зеленосланцевой фации, реже эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В низах разреза устанавливается широкое развитие перидотитовых, пироксенитовых и базальтовых коматиитов, стратиграфически выше сменяющиеся метабазальтами и далее метаосадочными породами при крайне подчиненном количестве кремнекислотных вулканитов. Среди мафитовых и ультрамафитовых вулканитов щелочные вулканиты отсутствуют; наблюдается обеднение вулканитов сравнительно с современными, тяжелыми, в том числе R3 элементами. Вверх по разрезу в вулканитах обнаруживается увеличение глинозема, кремнезема и щелочей, одновременно с чем уменьшается количество железа, магния и титана.

Одним из классических мест развития докембрийских гранитоидов, различных по возрасту, генезису и петрографо-геохимическим особенностям, считается Балтийский щит. По данным С.Б. Лобач-Жученко [38], в Фенно-Карельской гранито-зеленокаменной области, составляющей 1/4 территории Балтийского щита и представляющей эпипаршейский кратон с платформенным ятулийским чехлом, развиты граниты с возрастным интервалом 2700 (Западная часть) — 2800 (Восточная часть) млн. лет. Аналогичные цифры получены и для гранитоидов других континентов зеленокаменных областей, в частности для Бабертон, Пилбара, Родезии и др., с той разницей, что в последних определены более высокие значения возраста. Схема эволюции кремнекислотного магматизма во всех гранито-зеленокаменных областях одинаковая от тоналитов до гранитов.

В центральной части Фенно-Карельской гранито-зеленокаменной области супракрустальные породы представлены вулканогенно (базальты, кератофиры)-сланцевыми толщами (гимольская серия), включающими железистые кварциты. В гранитах повсеместно содержатся реликты пород этой серии (сланцы, лептиты, амфиболиты, железистые кварциты). В связи с установленными здесь двумя тектоно-метаморфическими процессами соответственно образовались формации плагиогранитов (биотитовые и биотит-амфиболовые гранодиориты, плагиограниты, мигматиты) и гранитов (амфибол-микроклиновые гранодиориты, граниты, мигматиты, лейкограниты) в результате ультраметаморфической переработки (не достигшей полного плавления) супракрустальных пород. Ввиду сходства средневзвешенного химического состава гранитоидов и пород гомольской серии допускается изохимический ультраметаморфизм.

В восточной части Фенно-Карельской гранито-зеленокаменной области в отличие от центральной части образуются более древние, чем супракрустальные породы, гранитоиды (тоналиты). Между гранитоидами, образующими купольно-глыбовые геологические структуры, зажаты неправильной формы зеленокаменные пояса. Среди супракрустальных пород выделяются пояса, в состав которых входят коматиит-толеитовые (в нижней части) и конгломерато-граувакковые (в верхней части) серии, разделенные несогласием. Другой вид поясов сложен андезитобазальтовой серией с небольшим количеством осадков. Средний состав супракрустальных пород более мафитовый, чем на западе, а средний состав гранитов более кремнекислотный, что объясняется возникновением большей части гранитогнейсовых полей в результате переработки древнейших тоналитовых диапиров, установленных путем структурных и метаморфических соотношений метавулканитов, перекрывающих тоналиты, встречающиеся в виде небольших участков среди гранитов и обладающие специфическим составом, отличным от более молодых представителей этих пород. Характерными особенностями древних тоналитов является их лейкократность, большая плотность, высокоглиноземистость, низкое содержание U, а также Rb, Y, Pb, Zr, Th и высокое — Sr, Ni, что характерно для тоналитов других аналогичных областей.

Бедность U, Y, Rb, Pb связывается с первичной вертикальной неомогенностью мантии.

Верхнеархейские граниты, возникшие в результате К-метасоматоза тоналитов (привноса вещества флюидами) и при их переплавлении, обнаруживают увеличение содержания ряда литофильных элементов, в частности K, Rb, Tl, Pb, U, Y, и уменьшение Ni и Sr. Завершающе-складчатые микроклиновые граниты также значительно обогащены литофильными элементами (Rb, Pb, Y, U, Tl), что объясняется их мантийным происхождением.

Для протоплатформенно-протогеосинклинального этапа намечаются следующие формации (формационные типы).

Для протоплатформ:

анортозитовая;

мафит (-габбро, -норит) -анортозитовая — Балтийский щит и др.

анортозит-метаультрамафит-метагаббровая и метамафит-метаультрамафитовая (для расслоенных интрузивов);

протоплатобазальтовая (прототрапповая) — Кодаро-Удоканская зона, впадина Кимберли — Австралийская платформа (протоплатформа); верхний протерозой;

метаандезит-метабазальтовая;

метагаббро-диабазовая;

гранит-порфировая;

гранитоидная; плагин-микроклиновые и олигоклазовые граниты и др.;

Балтийский щит;

порфиробластических гранитов; Усть-Понойский массив — Балтийский щит и др.;

щелочно-мафитовая;

щелочно-ультрамафитовая; протерозойская Карело-Кольская провинция, протоплатформенные интрузии центрального типа на Русской платформе;

щелочно-гранитовая;

щелочно-граносиенитовая;

щелочно (нефелин) -сиенитовая; конец раннего протерозоя.

Для протогеосинклиналей:

кристаллосланцевая (метаультрамафит-метамафитовая, метамафитовая, метатерригенная);

зеленокаменная толеит-коматиитовая (древняя) и зеленокаменная коматиит-толеит-базальтовая;

мафит-ультрамафитовая, входящая в состав офиолитовой ассоциации;

зеленокаменная метаандезит-метадолерит-кератофир-спилитовая и порфирит-диабаз-кератофир-спилитовая;

метаультрамафит-мафитовая (для расслоенных метаморфитов — зональных и незональных);

эвлизит-кварцитовая;

метатерригенно-метавулканогенная и метатерригенная (для железистых кварцитов);

магнетит-кварцитовая; Сибирь;

железородно-гнейсовая (-сланцевая);

железородно-гнейсо-амфиболитовая (-метабазитовая);

гондитовая; Индия, Узбекистан, Бодайбо;

кварцито-магнетито-сланцевая (метатерригенная) и метагабброидно-метаультрамафитовая (для позднеархейско-раннепротерозойских офиолитов);

габбро (-диорит, -монзонит)-плагингранитовая;

мигматит-плагингранитовая;

карбонатно-гранулитовая; Алданский, Бразильский и Канадский щиты; мрамор-гиперстен (-гранат)-гнейсовая и двупироксен-сланцевая; Сибирь; чарнокит-мигматитовая; Балтийский щит и др.; чарнокит-гранулитовая; Балтийский щит и др.; кондалитовая; примеры: Украина, Шри-Ланка, Индия, Австралия, Мадагаскар; эндербит-чарнокитовая; гранитоидная; мигматит-гранитовая; гранитогнейсовая; мигматит-гнейсовая; сиенитовая.

ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЕННО-ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

Нижний возрастной предел этого этапа ≈ 2000 млн. лет. Он все более типично проявляется в течение всего фанерозоя. Характеризуется четкой разграниченностью линейно вытянутых геосинклинальных (горноскладчатых) и стабильных (платформенных) структур со свойственными для каждой из них процессами магматизма, метаморфизма, метасоматизма и рудной минерализации.

В этом разделе рассмотрены следующие формации: не подвергшиеся рифтогенезу платформенные, рифтовые, подразделяемые на континентальные (эпиплатформенные, эпиорогенные), межконтинентальные, океанические и геосинклинальные, подразделяемые на собственно геосинклинальные (раннесобственногеосинклинальные, позднесобственногеосинклинальные) и орогенные (раннеорогенные, зрелоорогенные, завершающеорогенные или позднеорогенные).

Платформенные формации

Платформы представляют собой устойчивые области земной коры, постепенно увеличивающиеся в размере в результате неоднократного заложения по их периферии все более молодых геосинклиналей. После отмирания последних образуются молодые (эпиорогенные) платформы (тип В). По образному выражению А.И. Джанелидзе, геосинклинали являются кольбелью орогенов, а платформы — их кладбищем.

Контрастность глыбово-волновых колебательных движений земной коры на платформах очень мала. Градиенты скоростей вертикальных движений в них в 10—30 раз ниже, чем для геосинклиналей. Складчатость на широких площадях платформ отсутствует. В местах относительно большого накопления осадков проявляется складчатость нагнетания с образованием соляных куполов.

Древние платформы, как отмечалось, начали формироваться примерно 2000 млн. лет назад, после карельской орогении. Северо-Американская платформа образовалась в результате гудзонской (карельской) эпохи складчатости, метаморфизма и гранитизации, на границе раннего и среднего протерозоя (1800 млн. лет). Тогда же сформировалась Южно-Американская древняя платформа (1800 млн. лет) в пределах современного Гвианского щита. Он испытал прогибание еще на стадии протоплатформы с накоплением мощных (до 2 км) терригенных отложений (серия Рораима) и излиянием траппов. Становление кратонов Африкано-Аравийской платформы происходило в интервале времени 2000—1700 млн. лет. Несколько бо-

лее поздними являются древние платформы Восточной Антарктиды (1600–1500 млн. лет) и Индостана, кратонизация которой началась 1700 млн. лет назад. Стабилизация Сибирской платформы произошла в возрастном интервале 2000–1800 млн. лет, а Восточно-Европейской — примерно 1800 млн. лет назад. Австралийская древняя платформа формировалась около 1950 млн. лет назад. Молодые платформы образовались в послепроторозойское время в областях развития каледонской, герцинской и мезозойской складчатости, магматизма и метаморфизма. К ним, в частности, относится Западно-Европейская молодая платформа, развитие которой протекало в течение поздней перми—позднего мела. В результате пенепленизации герцинских горно-складчатых сооружений в связи с позднепермской трансгрессией цехштейновый бассейн разлился за пределами раннепермского прогиба, охватив часть области герцинской складчатости. Платформенный режим окончательно установился в триасе. В качестве примера другой молодой платформы можно назвать Мезийско-Скифско-Туранскую, постепенная стабилизация отдельных составляющих которой началась еще в раннедокембрийское время. Байкальский этап тектогенеза положил основу ее формированию в качестве протоплатформы. Образовались терригенно-вулканогенные геосинклинали, разобщенные срединными массивами. В это время произошло отделение названной молодой платформы от древней Восточно-Европейской. Первые признаки платформенного режима наметились после каледонского тектономагматического цикла (молассы Туранской плиты). Однако он стал устойчивым после герцинского цикла.

Следующим примером может служить Тимано-Печорская эпibaйкальская плита, которая в современном виде сформировалась в конце рифея — начале венда. В это время отложились ижма-омринские молассы, образующие низы платформенного чехла, и сформировались граниты (780 млн. лет).

В.Т. Свириденко [60] в классической Кодаро-Удоканской зоне (Восточная Сибирь) в пределах активизации эпиархейской протоплатформы — в прогибе с мощным протоплатформенным осадочным чехлом — выделяет три магматические формации: ритмически-расчлененную габбро-норит-анортозитовую, трапповую и рапакиви-гранитовую.

Первая из них образует дискордантный лополит с высокой железистостью пород (до 80%). Условия образования меняющиеся — PO_2 (от $1,9 \cdot 10^{-5}$ до $1,69 \cdot 10^{-6}$ атм), минерализация титаномагнетитовая и сульфидная медно-никелевая, исходная магма высокоглиноземистая типа Бушвельда-Садбери. Исходя из низкого значения отношений $K:Rb$ и незначительного развития ультрамафитов, делается заключение о коровом происхождении исходной магмы.

Рапакиви-гранитная формация (кодарский комплекс) образует крупный плитообразный плутон, сложенный порфиroidными рапакивиобразными гранитами, мелкоовоидными гранатами и питерлитами. Породы по геологической обстановке, петрохимическим особенностям и металлогенической специализации аналогичны классическим гранитам рапакиви (Гвианский щит, Канада и др.). Они характеризуются высокой общей железистостью (до 80%), содержанием высокожелезистого биотита, резким преобладанием K_2O над Na_2O ($K_2O:Na_2O > 1,7$) и высокой температурой ($> 850^\circ$) кристаллизации относительно сухой исходной магмы. Возраст по свинцовому и $K-Ar$ методам 2000 ± 100 млн. лет.

Согласно А.А. Богданову, граниты рапакиви образовались на самой ранней стадии становления древних платформ (~ 2000–1500 млн. лет).

В СССР граниты рапакиви хорошо изучены на Балтийском (Салминский и Валаамский массивы — Южная Карелия), Украинском щитах и юго-восточной окраине Алданского. Салминский массив, занимающий 3000 км^2 ,

является одним из крупных на Балтийском щите. Он приурочен к зоне сочленения Карельского и Ладожского геоблоков, залегает в верхнеархейских мигматит-гранитах и нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных толщах. Массив перекрыт вендскими и четвертичными осадками. Выделяются пять структурных разновидностей (фаз) гранитов в следующей возрастной последовательности [57, с. 74—82]: 1 — выборгит-роговообманково-биотитовый гранит ([6] в качестве первой фазы в Выборгском массиве выделяет более раннюю, чем выборгит, фазу — лопее — гранит, представляющий собой преимущественно равномерно-зернистую пироксен-амфибол-биотитовую породу, часто с оливином, по химическому составу занимающий промежуточное положение между кварцевым монцонитом и монцонитовым гранитом); 2 — равномерно-зернистый биотитовый гранит; 3 — питерит; 4 — неравномерно-зернистый, участками порфирированный гранит; 5 — крупноовоидный порфирированный гранит с мелкозернистой основной массой. Распределение различных разновидностей гранитов рапакиви в массиве неравномерное. Большим распространением (около 70% площади) пользуются равномерно-зернистые биотитовые граниты.

Первая из пяти разновидностей гранитов (выборгит) является крупно-зернистым гранитом. Овоиды (размер от $1 \times 1,5$ до 4×6 см), составляющие около половины объема породы, представлены промежуточным ортоклазпертитом. Формы овоидов шарообразные и овальные, имеющие олигоклазовые оболочки, редко встречаются идиоморфные вкрапленники ортоклаза. Во вкрапленники включены зерна плагиоклаза, кварц (от темно-серого до черного), биотит, видимо, захваченные позднее выделенным калишпатом. Крупнозернистая, участками среднезернистая основная масса состоит из плагиоклаза, кварца, калишпата, роговой обманки и биотита. Наблюдаются реакционные взаимоотношения минералов и несколько генераций минеральных зерен, в частности три генерации плагиоклаза. Первая из них — это единичные зерна олигоклаз-андезина и зональные кристаллы таким же составом центральной зоны. Наблюдающиеся антипертитовые вроски калишпата образованы замещением последним минералом зерен плагиоклаза. Вторая генерация плагиоклаза — это олигоклаз оболочек вокруг ортоклаза. Третья генерация — альбит, развивающийся по плагиоклазу и калишпату. Биотит в выборгитах ксеноморфен, он замещает калишпат и представлен двумя генерациями. В первой генерации магнетальная составляющая в пределах 7—12%, вторая генерация близка составу аннита. Ксеноморфные зерна роговой обманки содержат включения кварца и калишпата. Роговая обманка ассоциирует с биотитом первой генерации.

Вторая разновидность — равномерно-зернистый биотитовый гранит, слагающий северную часть Салминского массива (площадь 150 км^2). Он крупнозернистый, в промежутках между зернами калишпата (размер $2 \times 0,7$ см) развиты идиоморфные кристаллы мориона (размер от 0,2 до 1 см). Плагиоклаз двух генераций — ранняя представлена идиоморфными табличками среднего состава либо зональными зернами в виде единичных зерен; поздняя генерация представлена альбитом в преобладающем количестве. Он замещает калишпат и ранний плагиоклаз. Биотит ксеноморфный и развивается по трещинам калишпата. В этих безводных гранитах отношение $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} = 1,6$. Третья разновидность гранитов — рапакиви, выделенная в Петерлакской каменоломне близ Выборга, установлена и в рассматриваемом массиве. Ее главной особенностью является наличие овоидов ортоклаза без оболочек плагиоклаза.

Следующая, четвертая разновидность — неравномерно-зернистый, участками порфирированный биотитовый гранит, располагающийся в приконтактной части массива, обусловивший его неравномернозернистость и состав.

Эти граниты изобилуют миаролитовыми пустотами, заполненными кварцем, иногда с флюоритом. Наблюдаются жилы пегматитов и прожилки флюорита. Отношение $K_2O : Na_2O$ от 1,3 до 2,6. Минеральный состав этих гранитов: калишпат (47,4 — 59,9%), плагиоклаз (8,1—20,7%), кварц (25,2—33,6%), биотит (3,8—6,7%).

Встречены единичные зерна роговой обманки и псевдоморфозы серпентина по оливину. Иногда наблюдаются отдельные овоиды калишпата с оболочкой олигоклаза.

Наконец, пятая разновидность — крупновоидный порфириовидный гранит, имеющий мелкозернистую основную массу. Она развита во всех частях массива в виде различно наклоненных дайковых тел мощностью от нескольких до первых сотен метров и протяженностью до сотен метров. Тела крупновоидных порфириовидных гранитов обнаруживают зональное строение. В эндоконтактной зоне они обычно вкрапленников не содержат и представлены аплитовидным гранитом. На контакте с выборгитами какие-либо приконтактные изменения не наблюдаются. Овоиды аналогично выборгитам представлены промежуточным ортоклазпертитом. Здесь также выделяются три генерации плагиоклаза и две — биотита. Исходя из структурных признаков, отмечаются малоглубинные условия кристаллизации магмы $K_2O : Na_2O \approx 2$.

Возраст гранитов рапакиви Салминского массива — в интервале 1650—1450 млн. лет. Возраст гранитов рапакиви приморского комплекса колеблется в широких пределах [41]. На основании 10 определений цирконов (α -Pb метод) и 5 определений амфибола, биотита и полевых шпатов, извлеченных из одной пробы (K-Ag метод), получены различные цифры. Цифра, полученная по плагиоклазу (2300 млн. лет), считается удрежденной, обусловленной выносом калия в процессе сосюритизации плагиоклаза. Мы полагаем, что плагиоклаз с цифрой 2300 млн. лет является слабо переработанным минералом пород субстрата. Значения возраста 1520 ± 150 и 1650 млн. лет соответственно получены α -Pb методом по циркону и K-Ag методом по амфиболу из ранних гранитов. Они близки к возрасту карельских гранитов, полученных α -Pb методом (1420 — 1550 ± 150 млн. лет), изохронным Rb-Sr (1700 ± 100 млн. лет) и K-Ag по амфиболу (1660 млн. лет) методами. Циркон из поздних гранитов дает возраст 1100 ± 110 млн. лет. Авторы считают, что цифра 1650 млн. лет ближе других цифр отражает возраст гранитов приморского комплекса.

В результате дальнейшей переработки гранитов произошло их омоложение, на что указывают цифры, полученные K-Ag методом по биотиту, микроклину и породе в целом (950 ± 50 — 675 ± 25 млн. лет; рифей) и по слюдам (450 и 505 млн. лет).

Генезис гранитов рапакиви по сей день остается дискуссионным. Видимо, все же первая фаза магмы имела мафитовый состав, как это обычно наблюдается в областях с последующим гранитообразованием. Мнение Д.А. Великославинского [6] по поводу первой фазы внедрения, отвечающей составу лоппее-гранита, говорит также о мафитовом или близком к нему составе ранней фазы. Однако следует учитывать, что лоппее-гранит сам является результатом неполной переработки исходного мафитового субстрата, так как вряд ли можно полагать, что породы монцонитового рьяда относятся к истинно магматическим образованиям.

Нанесение на диаграмму В.А. Кутолина данных многочисленных химических анализов гранитов рапакиви приморского комплекса (песчано-Ангинский массив) показало, что породы ранней фазы внедрения ложатся в базальтоидном или на границе базальтоидного и переходного полей, а граниты поздней фазы в переходном и литогенном полях [41]. Мы до-

пускаем, что дальнейшая переработка мафитового субстрата произошла в результате внедрения высокотемпературной существенно лейкократовой магмы. Ее взаимодействие с мафитовым субстратом обусловило образование основной массы гранитов рапакиви. Разделяя мнение Р.З. Лековско-го [36], мы полагаем, что овоиды и идиоморфные выделения вкрапленников (порфиробластов) постепенно сформировались в связи с наложенным метасоматическим процессом, протекающим стадийно под воздействием восходящих постмагматических высокотемпературных растворов глубинного происхождения, содержащих кремний, щелочи и др. Состав растворов во времени был изменчив. Это представление зародилось у нас после осмотра летом 1981 г. Салминского массива в период Шестого Всесоюзного петрографического совещания и его сравнения с кристаллическим субстратом Большого Кавказа, где широким развитием пользуются различные порфировидные, несомненно порфиробластические, герцинские граниты, в целом не отличающиеся от порфировидных гранитов, входящих в состав Салминского массива гранитов рапакиви. Аналогичное сходство между последними гранитами и осмотренными автором разновозрастными порфировидными (порфиробластовыми) гранитами улавливается на Кольском полуострове (2620—2830 млн. лет), Украине, Канаде, Ческом и Родопском массивах и др.

В массиве гранитов рапакиви близ с. Кясяселька нам удалось наблюдать не полностью переработанный мафитовый ксенолит с неровными контурами (размер 20 см в поперечнике), в котором видны такие же, как во вмещающем рапакиви граните, овоиды, образование которых можно объяснить только наложенным метасоматизмом.

Магматизм (и метаморфизм) на платформах в течение весьма длительного геологического времени (сотни миллионов лет) не проявляется или проявляется слабо, т.е. платформы в отношении глубинного материала Земли являются непроницаемыми (амагматическими) либо слабопроницаемыми. Магматические процессы на платформах обычно проявляются с началом или перед началом их тектонической активизации, которая может привести к рифтогенезу.

Начиная с раннего мезозоя и почти до конца кайнозоя одновременно на разных платформах, в большинстве случаев в пределах будущих обширных синеклиз и реже грабенов проявляется грандиозный трапповый вулканизм, отвечающий ранней стадии магматической активности платформ, в частности, в конце перми — раннем триасе — в Сибири, приуроченный к Тунгусской синеклизе, в юрское время — в Антарктиде, в начале юры — в Юго-Восточной Африке (синеклиза Карру), в раннемеловое время — в Южной Америке (синеклиза), в конце мела — палеоцене — в Индии (Деканское плато), в миоцене — на Колумбийском плато (Кордильеры Северной Америки), возможно приуроченном к срединному массиву, находящемуся внутри мезозойской геосинклинали.

В Тунгусской синеклизе (глубина погружения 8—10 км) имело место излияние платобазальтов, заливших пространство площадью более 1000200 км² с поперечником 1500 км, являясь, таким образом, самой крупной трапповой формацией Сибирской платформы. Нижняя часть синеклизы сложена туфогенной толщей мощностью в пределах 600—800 м, а верхняя — лавовой толщей мощностью 2500—3000 м. Терригенные образования и туфы преимущественно по периферии синеклизы испещрены огромным количеством даек, достигающих в длину 400—500 км (Котуйская зона) мощностью в пределах 100 м. Мощность силлов — до 350 м. Интрузивы представлены крупными расчлененными телами норильского типа. Последовательность пород снизу вверх следующая: пикриты, долериты и

троктолит-долериты с сульфидами меди и никеля, оливиновые и безоливиновые долериты, лейкократовые и кварцевые габбро-долериты и гранодиориты гибридного происхождения (мафитовая формация). На юго-восточной периферии синеклизы имеются базальтовые трубки. В середине триаса базальтовый вулканизм прекращается и осадки Тунгусской синеклизы дислоцируются вместе с траппами.

В Амазонской синеклизе Южно-Американской платформы вслед за накоплением красноцветных отложений в интервале времени конец юры — низы мела по поперечным и диагональным разломам произошли излияния мафитов (базальты, долериты, диабазы), которые затем прекратились и в кайнозое возобновились; одновременно накапливались континентальные осадки небольшой мощности.

Проседание южной части Гвианско-Бразильского мегащита в позднем палеозое, отчасти в триасе обусловило становление синеклизы Параны, заполненной континентальными отложениями мощностью 2 км. Процесс продолжался также в мезозое и достиг своей кульминации в начале мела (120 млн. лет), что ознаменовалось массовыми извержениями базальтовой магмы, образовавшей платобазальты на площади более 1000000 км² мощностью 1800 м.

Становление осадочного чехла Восточно-Антарктической платформы добайкальской, вероятно эпикарельской, консолидации разделяется на три этапа: верхнепротерозойский (байкальский), среднепалеозойский (раннегерцинский) и верхнепалеозойско-нижнемезозойский (позднегерцинско-раннекиммерийский). Осадки чехла первого этапа (мощность 1000 м) сохранились в периклинальном прогибе в западной части Земли Королевы Мэри и в верховьях ледника Денимана в грабене (авлакогене) Земли Королевы Мод. Терригенные образования представлены базальными конгломератами, аргиллитами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками, межпластовыми конгломератами, а вулканогенные — покровами андезитобазальтов и туфопесчаников, подстилающими слабодислоцированные терригенные образования. Осадки чехла второго и третьего этапов объединены в серии Бикон, состоящей из отложений, которые разделяются на две части — нижнюю (мощность 650 м) и верхнюю (мощность 1000 м). Верхняя часть от нижней отделена перерывом.

Серия Бикон венчается мощной (до 1200 м) трапповой формацией (свита Феррар). Между базальтовыми покровами развиты пачки песчаников, содержащие остатки флоры и юрские остракоды. Наряду с покровами в свите Феррар включены мощные силлы и дайки (магмоподводящие каналы) долеритов со средним возрастом 175–180 млн. лет, отвечающие юре. В свите расположены крупные расслоенные габбро-норитовые интрузивы, составляющие габбро-норитовую (мафитовую) формацию.

Докембрийская трапповая формация (доросский комплекс), фиксирующая активизацию эпиплатформных протоплатформ, приурочена к грабен-синклиналам. Она сложена субвулканическими телами (силлами, дайками), залегающими в отложениях протоплатформенного чехла. Породы представлены конго-долеритами, микрогранофировыми долеритами, диабазами и в подчиненном количестве такситовыми долеритами, ферродолеритами, гранофирами и габбро-пегматитами, проявляющими высокую железистость (до 78%). Устанавливаются три стадии формирования докембрийских траппов: 2200–2000, 1540–1500 и 1200–1000 млн. лет.

Исследования В.Л. Масайтиса [44] различных трапповых формаций показали, что состав магмы зависит от размежутка времени между стабилизацией платформы и проявлением вулканизма. Происходит изменение состава магмы в направлении обеднения SiO₂ и щелочей, особенно K₂O, 5. Зак. 1297

и возрастание CaO и MgO. Порой после кратковременной вспышки траппового магматизма происходит повторное амагматическое развитие перед будущим магматизмом и рифтогенезом, в связи с чем возникают более молодые центральные интрузивы, что, в частности, имело место в южной части Африкано-Аравийского рифтового пояса (Мозамбик, Малави и др.). Несколько позднее произошло излияние щелочей магмы. Во многих эпиплатформенных рифтовых зонах щелочные центральные интрузивы формируются в связи с общим пологосводовым воздыманием платформ, предваряющим рифтогенез (см. перечень платформенных предрифтовых формаций; тип А).

Рифтовые формации

Континентальные формации

Вскоре после завершения карельского диастозизма в интервале времени 1900—1600 млн. лет (конец раннего протерозоя — начало позднего протерозоя на платформах начали закладываться крупные разломы, обусловившие возникновение различных отрицательных структур, получившие названия грабенов, авлакогенов, тафрогенов, рифтов и др., нетипичные представители которых существовали и на протоплатформах.

Рифтовые зоны зарождаются в областях растяжения земной коры и представляют собой совокупность продольных грабенов. Они всегда привлекают внимание геологов, однако интерес к ним в последнее время еще более возрос в связи с открытием на дне океанов рифтовых зон (поясов) огромной протяженности.

Е.Е. Милановский [45] все рифтовые зоны по характеру их глубинного строения разделяет на три основные категории: континентальные, межконтинентальные и океанические. Эти три категории рифтовых зон существенно отличаются друг от друга по размерам, морфологии структурных форм, масштабу и составу вулканизма (наибольшему в рифтовых зонах океанов), величине теплового потока (наивысшего в океанических рифтовых зонах), структуре магнитного поля, плану напряжений в очагах землетрясений (в континентальных рифтовых зонах вектор сжимающих напряжений ориентирован субвертикально простиранию рифтовой зоны) и т.д.

На основании наблюдаемых взаимопереходов и тесных структурных связей двух первых рифтовых зон, слагающих единые рифтовые пояса, Е.Е. Милановский [45] допускает возникновение межконтинентальных рифтовых зон как результат далеко зашедшего процесса континентального рифтообразования.

А.Ф. Грачев [9] различает в развитии континентальных рифтов три стадии — материковую, переходную и океаническую. Переходная стадия соответствует межконтинентальной категории рифтов Е.Е. Милановского. А.Ф. Грачев в развитии материковых рифтов выделяет два эволюционных ряда — полный и неполный. Полный ряд начинается зарождением рифта на материковой коре и развивается до возникновения срединно-океанического хребта на океанической коре. Далее происходит затухание рифтогенеза и вырождение срединного хребта. Неполный эволюционный ряд прерывается обычно на стадии синеклизообразования, что связывается с процессами в верхней мантии. Примерами неполного ряда служат: авлакогены Русской платформы, палеоавлакогены Сибирской платформы, грабены Зауралья и Западной Сибири.

Развитие материковых рифтов А.Ф. Грачев делит на два этапа, отражаю-

щих установленный факт двухъярусного их строения. Первый этап характеризуется слабоконтрастным рельефом, тонким составом отложений, рассеянным, но мощным мафитовым вулканизмом (недифференцированные щелочные оливиновые базальты Байкальского и Эфиопского рифтов) и также рассеянной сейсмической активностью. На этом этапе развития рифтов прогибание компенсируется осадконакоплением, горный рельеф отсутствует. На втором этапе тектоническая активность усиливается, вследствие чего образуется горный рельеф, в разрезах появляются грубообломочные отложения, вулканизм и сейсмическая активность локализуются в рифтовой впадине, которая разрастается за счет прилегающих хребтов, рифтообразующие разломы получают геоморфологическое выражение.

Эпиатформенные формации

В континентальных рифтовых зонах (тип Б) как рифт, так и его "плечи" обладают корой континентального типа, но обычно несколько утоньшенной, в особенности под рифтом (от 20 до 30—35 км). Кора здесь раздробленная, аномально прогретая и подстилается линзой несколько разуплотненного мантийного материала [45].

В континентальных рифтовых зонах или в рифтовых зонах континентов выделяются две группы зон: 1) рифтовые зоны и пояса платформ (эпиатформенные), в которых рифтообразование началось после весьма длительного (200—500 млн. лет и более) времени платформенного или близкого к нему развития; 2) рифтовые зоны и пояса молодых складчатых сооружений (эпигорогенные), где аналогичный процесс непосредственно следовал за завершением геосинклинального развития, т.е. за орогенезом, или даже сочетался с явлениями, свойственными эпигеосинклинальному орогенезу.

В первой группе рифтовых зон выделяется два типа рифтовых зон: сводово-вулканические и щелевые (внесводовые). Такое деление вызвано тем, что рифтовая впадина может образоваться как на своде, так и вне свода. Примером может служить Восточно-Африканская рифтовая зона. В Байкальской рифтовой зоне виден переход от сводового рифта к несводовому — от Тункинской к Южно-Байкальской впадине без сопряженных плеч.

Сводово-вулканический тип (Эфиопская и Кенийская зоны Восточной Африки) характеризуются сильной и продолжительной наземной вулканической активностью. Широкое проявление вулканизма, как отмечалось выше, начинается еще до заложения рифта, т.е. в предрифтовую, дорифтовую стадию платформенного развития области, а затем продолжается в пределах осевого грабена и связанных с ним второстепенных грабенов и зон разломов, т.е. в эпиатформенную (рифтовую) стадию. Мощный предрифтовый вулканизм в Эфиопии связан с разрастающимся длительное время обширным пологим овальным сводовым поднятием, в котором впоследствии начинает закладываться грабен, постепенно перерастающий в Эфиопский рифт.

Извержения в сводово-вулканических зонах происходили на площади растущего сводового поднятия перед заложением осевого грабена, а после его образования вулканизм продолжался главным образом внутри грабена и частью на его периферии.

Ранний магматизм (предрифтовый) в южной части Кенийского рифта приурочен к периферии главной рифтовой зоны. С заложением и развитием рифта на ее дне образовались вулканы в приведенной ниже последо-

вательности [27, с. 33—36]. На западном его фланге последовательность вулканизма следующая: базальты Корджиа, вулканыты Шомболе (2—1,9 млн. лет), трахиты Мосиро (2,1 млн. лет), трахиты Северного Корджиа, трахиты Магади (1,4—0,7 млн. лет). На западном фланге самыми поздними образованиями являются трахитовые игнимбриты Ниоки (0,65 млн. лет). Формацию в целом можно назвать щелочнобазальт-трахитовой. На восточном фланге дна рифта последовательно формировались: вулканыты центрального типа Лендерут (2,6—2,5 млн. лет), Олоргесаилие (2,7—2,2 млн. лет) и Шомболе (\approx 2 млн. лет), сложенные нефелинитами, щелочными базальтами, трахитами и фонолитами (щелочнобазальт-фонолит-нефелинит-трахитовая формация). К рубежу 2 млн. лет излияния высокощелочных лав на восточном фланге прекращаются и извергаются вулканыты, называемые базальтами Сингараини (2,3 млн. лет) и далее трахиты Лимуру (2,0—1,9 млн. лет), базальты Ол-Кейю-Неро, базальты Ол-Тепеси и трахиты (1,65—1,4 млн. лет), трахиты Плато (1,3—0,9 млн. лет), трахиты Бараджан (0,4 млн. лет), а также трахиты и трахи-фонолиты Сува (0,4 млн. лет и менее), образующие отдельные конусы, сложенные игнимбритами и трахитовыми агглютинатами (щелочнобазальт-трахитовая формация).

Для рифтовой стадии развития платформ характерны потоки, дайки и интрузивы пород повышенной щелочности, например, в результате рифтового магматизма в южной части Кенийского рифта (платформа Кирикти-Лонгитото, западный фланг) [27, с. 33—36] в позднемиоценовое время (12—15 млн. лет) образовались меланефелинитовые и фонолитовые лавы и лайки, а также пирокластолиты, извергавшиеся из центральных вулканов (меланефелинит-трахитовая формация). Позднее изливались трахиты (6,9—5,1 млн. лет) и базальты (3,1—2,5 млн. лет), составляющие базальт-трахитовую формацию. На восточном фланге платформы Эсакут рифтовый магматизм начался фонолитами Капити (13,4 млн. лет), сменившись трахитами (фонолит-трахитовая формация).

Щелевой тип характеризуется большой глубиной грабенов (3—4 км в Верхне-Рейнском и 5—7 км в Южно-Байкальском грабене), которые заполнены мощными рыхлыми осадками, вызывающими большие гравитационные минимумы. Внутри рифтов местами возникают сводовые и горстообразные поднятия, порой достигающие 4—5 км высоты, как это наблюдается, например, в блоке Рувензори и Танганьикской зоне. Вулканизм, связанный со щелевым типом рифтовых зон, сравнительно со сводово-вулканическим типом слабый, локальный и эпизодический либо вообще не проявляется. Объемы вулканических продуктов соответственно выражаются в сводово-вулканическом типе 300—150 тыс. км³, а в щелевом — от 10—5 тыс. км³ до нуля. По этому признаку различают слабо-вулканические (Танганьикская и Верхнерейнская рифтовые зоны) и невулканические (средний сегмент Байкальского рифтового пояса) типы щелевых рифтовых зон. По химическому составу вулканыты щелевого типа близки вулканытам сводово-вулканического типа рифтовых зон, но нередко отличаются от них повышенной щелочностью. В щелевых рифтовых зонах вулканизм приурочен главным образом к приподнятым участкам, какими являются поперечные седловины между грабенами, промежуточные ступени на их бортах и др.

Вулканизм в Байкальской рифтовой зоне на Сибирской платформе развит на ее флангах (в Тункинском и Чарском рифтах) и отсутствует в ее центральной части. На юго-западном участке в связи с началом рифтогенеза вулканизм проявился сперва на околорифтовых поднятиях, а затем произошло его смещение от южных и юго-западных хребтов в риф-

товую впадину. Состав вулканитов различный. По структурно-возрастному принципу выделяются следующие петрохимические группы базальтоидов. В Чарском рифте среднечетвертичные базальты и позднечетвертично-голоценовые дифференцированные трахибазальты-трахиты, в Тункинском рифте — миоценовые базальты Тункинской впадины и хр. Хармар-Дабан, плиоцен-четвертичные базальты Тункинской впадины и позднечетвертичные базальты р. Джида.

К сводовой части Чарской рифтовой зоны приурочено большое количество среднечетвертичных вулканов, моногенных шлаковых конусов и рои даек, располагающихся в С-В ($40-60^\circ$) направлении, фиксирующих зону растяжения. В позднечетвертичное время происходит смещение проявления вулканизма уже центрального типа в сторону Чарской (эбриональной) впадины.

Аналогично Байкальскому рифту вулканизм в Рейнском грабене развит на флангах и отсутствует в центральной части. Излияния наиболее активно проявились в южной части Верхнерейнского грабена на его флангах, а также на участке тройного сочленения Нижне-Верхнерейнского и Гессенского грабенов. К западу от этого участка расположена кайнозойская вулканическая область Эйфель, включающая знаменитые эксплозивные кратеры — Маары (оз. Лаахер-Зее и др.).

Вулканическая деятельность началась в палеогене, с максимальной активностью проявилась в миоцене в Рейнском грабене и продолжалась до голоцена. Все породы разделяются на 8 групп: плагиоклазовые базальты с наибольшим количеством оливина (траппы района Франкфурт-на-Майне), базальты и лимбургиты (дайки, неки горного обрамления грабена и потоки лав Кайзерштуль), оливиновые нефелиниты (жерловая фация, плечи рифта), мелилитовые анкаратриты и оливиновые мелилититы (дайки комплекса Хегау), нефелиниты и шонкиниты, эссекситы комплекса Кайзерштуль, фонолиты, трахиты комплексов Хегау и Кайзерштуль и карбонатиты комплекса Кайзерштуль.

Последовательность породообразования миоценового вулканического комплекса Кайзерштуль в южной части Верхнерейнского грабена следующая: эффузивные породы — тефриты и их туфы → лимбургиты, нефелиниты, фонолиты, полигенные туфы; субвулканические породы: фонолиты, эссекситы, тералиты → мончикиты, эссекситы и тералитовые порфириты → карбонатитовые интрузии → дайки фонолитов → тингуаиты, мондхальдеиты → шонкинитовые порфиры → карбонатитовые дайки (продолжительность формирования пород около 2 млн. лет; 18—16 млн. лет назад). Образование карбонатитов связано с фонолитами.

На Африкано-Аравийской платформе в восточном ограничении синеклизы Мурзук от побережья залива Сирт на севере до нагорья Тибести на юге развиты олигоценые и неогеновые континентальные отложения, сопровождающиеся базальтами. Их излияния контролировались зонами молодых разломов. Аналогичные вулканы (платобазальты) развиты в Полян к юго-востоку от Синайско-Сирийской дуги, в синеклизе Таудени, заполненной триас-юрскими, почти горизонтальными осадками чехла (покровы долеритов, силлы, дайки), в Западно-Гвинейской синеклизе (позднетриасово-раннеюрские силлы и дайки долеритов) и в грабене Бэнуэ, выполненном дислоцированными морскими и континентальными осадками мела (долериты, габбро). Интрузивы (габбро-перидотиты) установлены на п-ове Калум.

Последовательность излияния лав в Кенийском и Эфиопском рифтах (Восточно-Африканская зона) следующая:

Кенийский рифт (миоцен) — плато-фонолиты, базальты (тре-

щинные) — Кения; нефелиниты, фонолиты, карбонатиты (центральные, плиоцен) — Кения и Уганда; базальты, фонолиты, трахиты — дно рифта; риолиты, игнибриты, муджиериты (трещинные) и базальты, трахиты, фонолиты — плечи рифта; нефелиниты, трахиты — дно рифта (центральные, плейстоцен); базальты, трахиты, риолиты, игнибриты, редко фонолиты — дно рифта (трещинные) и трахиты, игнибриты, фонолиты, базальты, нефелиниты — Кальдера на дне рифта; нефелиниты, карбонатиты, базальты, трахиты, фонолиты (Северная Танзания); базальты, трахиты — дно рифта; фонолиты, трахиты — к востоку от рифта (центральные).

Эфиопский рифт — базальты плато (эоцен-олигоцен); плато-фонолиты, нефелиниты, базальты и комендиты плато (центральные, миоцен); базальты (Центральный Афар), базальты, муджиериты Афарской серии (трещинные) и базальты, базаниты, меланефелиты (плечи рифта и плато), базальты, трахибазальты (Красное море) и Афар (центральные, плиоцен); базальты трахиты, редко комендиты аденской серии (Северный Афар), базальты аденской серии — дно рифта (трещинные) и трахиты, пантеллеритовые игнибриты и обсидиановые лавы; базальты аденской серии — Кальдера на дне рифта; базальты, фонолиты, трахиты аденской серии — плато и рифт оз. Тана (центральные); трахит-пантеллеритовые игнибриты и лавы — дно рифта и плато Северной и Центральной Эфиопии (плейстоцен).

Следующим примером может служить протяженная рифейская палеорифтовая структура (авлакоген Кыюиноу), заложенная в Североамериканской плите [46]. Авлакоген Кыюиноу в плане имеет форму выпуклой к северу круглой дуги протяженностью около 2,5 тыс. км и шириной 100—200 км. Значительная часть структуры погребена под фанерозойским чехлом Североамериканской плиты, и обнажается лишь средняя ее часть, прилегающая к западному берегу оз. Верхнее, где он выявляет унаследованность простираения более широкой Пеноквийской складчатой зоны гудзонского возраста. Образования чехла авлакогена Кыюиноу несогласно перекрывают раннепротерозойский комплекс Анимики. На юго-востоке, по данным бурения и геофизическим исследованиям, авлакоген примыкает к фронту Гренвильского среднерифейского (около 1000 млн. лет) тектонотермально активизированного пояса. Активизации подверглись нижнепротерозойские породы — гранулиты и чарнокиты.

В разрезе Кыюиноу общей мощностью 10—15 км установлены три основные части: 1) нижняя — маломощные (десятки — первые сотни метров) грубообломочные осадки (красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты), 2) средняя — вулканогенная часть огромной мощности (до 10 км и более) и 3) верхняя — терригенная часть с разрывом, порой с некоторым угловым несогласием залегающая на вулканогенные породы.

Вулканогенные образования средней части разреза представлены главным образом покровами базальтов (офитовые оливиновые толеиты и кварцевые толеиты), изредка более кремнекислыми эффузивами (андезитами, риолитами), субщелочными и щелочными базальтами, вдоль которых порой развиты прослои пирокластолитов, красноцветных песчаников и конгломератов.

Вулканическая активность началась 1150—1100 млн. лет назад и продолжалась в течение 20—40 млн. лет.

В разрезе сверху вниз базальты обнаруживают возрастание метаморфизма до зеленосланцевой фации. С базальтами комагматичные пластовые интрузии долеритов и габбро.

С поздней фазой магматизма Кыюиноу связана Дулутская расслоенная интрузия (лополит) длиной 240 км и мощностью до 15 км, известная на

северо-западном побережье оз. Верхнего. Она внедрена в базальтовую часть серии Кьюиноу на северо-западном крыле авлакогена и сложена главным образом из габбро, встречаются анортозиты, а также гранофиры в кровле.

Одним из хорошо изученных является континентальный палеофит (грабен) области Осло [27, с. 164—170, 283—297; 46]. По данным цитированных исследователей, погружение области началось в конце позднего карбона или в начале перми. Погруженная котловина была ограничена главными или кулисообразно расположенными разломами и выполнена маломощными красноцветными отложениями, перекрытыми глинистыми сланцами, песчаниками и кварцевыми конгломератами. Вскоре после начала погружения 294 млн. лет назад начались изменения недосыщенных кремнеземом базальтов ($\text{SiO}_2 = 37 \div 46$ вес.%, $\text{TiO}_2 = 2,5 \div 4,0$, $\text{CaO} = 8 \div 19$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,5 \div 1,8$, $\text{Na}_2\text{O} = 1,5 \div 4,5$ и $\text{K}_2\text{O} = 1 \div 3,5$ вес.%), почти полностью заполнивших грабен с образованием лавового плато мощностью 1000—2000 м, местами же до 3000 м. В Шиене в нижней части мощной базальтовой толщи обнаружены потоки анкармитов с фенокристаллами оливина и титанавгита, наблюдающихся и в основной массе, состоящей из мелилита, магнетита, меланита и апатита. Выше залегают мелилитовые потоки, основная масса которой сложена из мелилита и нефелина, а фенокристаллы представлены авгитом.

Предрифтовый вулканизм в грабене Осло не отмечается. Однако устанавливается широкое распространение ромбен-порфиров (щелочных трахитов) за пределами современной области рифта. В эксплозивных брекчиях Севальруд в 11 км к западу от северо-западного главного разлома Рансфьорд-Гундсельв наряду с глыбами кембрийско-силурийских осадочных и докембрийских пород содержатся глыбы ромбен-порфиров со сходным разрезом рифта (докембрийские породы перекрыты кембрийско-силурийской толщей с ромбен-порфирами в кровле) и, кроме того, вне пределов рифтовой депрессии развиты дайки ромбен-порфиров. Таким образом, выявляется аналогичная последовательность породообразования в районе, находящемся за пределами рифта с рифтовой депрессией, что, по-видимому, не исключает опережающую (до заложения грабена) активность щелочнотрахитовой магмы. Следует также отметить, что из двух наиболее крупных оставшихся вулканических полей — Крокскоген (к западу от Осло) и Вестфолль (к югу от Осло) — Брёггер и Шетелинг детально закартировали район Крокскоген и установили, что здесь лавовое плато, состоящее из 12 различных типов ромбен-порфиров, переслаивается с тремя потоками базальтов, что наблюдается также в районе погружения.

Плутонические породы представлены эссекситами (осло-эссекситами), образующими некки, монцонитами (возраст 245 млн. лет), мафитами, ультрамафитами, сиенитами и гранитами — биотитовыми и арфведсонит-эгириносодержащими. Глубина залегания одного из сиенитовых плутонов, обнаруживающегося к северу от Осло, по гравитационному методу определена пределами 13 км, другие сиенитовые и гранитовые плутоны залегают на глубине 2—4 км. Мафитовые интрузивы определяются как габбро, сиеногаббро и сиенодиориты. Осло-эссекситы относятся к промежуточным породам и являются магмаподводящими каналами для базальтовых потоков. В группу монцонитов, образовавшихся после завершения вулканического процесса, входят лаурвикиты со средней общей мощностью более 10 км и кьельсциты, представляющие собой порфиривидные породы с крупными таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза, отороченного щелочным полевым шпатом, содержащимся в основной массе

в виде мелких зерен вместе с авгитом, биотитом и рудным минералом. Лаурвикит окрестности Ларвик применяется в качестве ценного декоративного камня. В шлифе наблюдается также прорастание щелочного полевого шпата в плагиоклаз с образованием пертита, что по-видимому, является результатом наложенного калиевого метасоматоза (возраст лаурвикита и нордмаркита 284 и 275 млн. лет).

Для грабена Осло намечаются следующие магматические формации.

Предрифтовые платформенные эффузивные

Щелочно-базальт-щелочнотрахитовая (ромбен-порфировая)

Эпиплатформенные эффузивные

Щелочно-базальт-щелочнотрахитовая (ромбен-порфировая); Крокскоген

Базальт-нефелинит-анкарамитовая; Шиен

Базальт-щелочобазальтовая (центральные извержения)

Толеитбазальтовая; Берум

Эпиплатформенные интрузивные

Ультрамафит-габбровая

Монзонит-сиенитовая

Биотитгранитовая

Щелочногранитовая (эгирин-арфедсонит-гранитовая); грабен Осло и др.

Раннедокембрийский фундамент блока Гоулер (Австралийская платформа) с резким несогласием перекрыт вулканогенно-молассовыми отложениями. Последние разделены угловым несогласием на две части — нижнюю и верхнюю. Вулканыты представлены риолитами, плутониты — гранитами. Возраст вулканитов верхней толщи 1500 млн. лет, а гранитов, прорывающих нижнюю часть толщи, 1740—1550 млн. лет.

В раннем кембрии началу образования большей части впадины (синеклизы) Офисер и других впадин (Южно-Австралийский щит) предшествовало извержение базальтов (платобазальтовая формация). В позднем кембрии—раннем девоне на ряде участков (Антрим, западная часть прогиба Офисер) преобладали прогибания, которым предшествовали излияния платобазальтов.

Мощный трапповый вулканизм и силлообразование (суммарная мощность силлов 450 м) наблюдаются в пермо-триасовой синеклизе Тасманий (Восточная Австралия). Кроме того, излияния базальтов происходили в связи с погружениями в юго-восточной части Большого Артезианского бассейна и во впадине Кларенс-Моретен. В конце юры образовались складчатые интрузии гранитов.

Интенсивный вулканизм проявился в начале мела во впадине Мэриборо на восточном побережье Бассова пролива в зоне периокеанических опусканий (Восточная Австралия). Здесь изливались в основном андезиты, отчасти трахиты и риолиты. Интрузии представлены сиенитами и тешенитами районов Сиднея, Сигнет и Тасмании, шонкинитами южного побережья Нового Южного Уэльса и гранитами района Юнгелла в Квисленде.

Зона интенсивного опускания юго-восточного побережья Австралии, связанного с процессом рифтовой подготовки, характеризуется излияниями оливиновых базальтов (внешняя граница зоны опускания и южная полоса Бассова пролива), начавшимися в раннем палеоцене (Виктория) и олигоцене (Тасмания). Позже образовались обширные покровы оливиновых и олигоклазовых базальтов и трахибазальтов (Виктория). Щелочные базальты изливались также вдоль осевой зоны поднятия и на границе с Большим Артезианским бассейном, в продолжавшем погружаться прогибе.

Источник магмы, питавший кайнозойский вулканизм этого региона, В.Е. Хаин [69, с. 340] связывает с "подъемом поверхности астено-

сферы, что подтверждается утонением коры по 30 км под Восточной Австралией в направлении Тихого океана. Еще большее утонение — до 25 км — наблюдается под рифтом Бассова пролива”.

Эпиорогенные формации

Эпиорогенные рифтовые зоны (тип В) зарождаются после завершения орогенеза в молодых складчатых сооружениях — закладывается ряд узких и протяженных на многие сотни километров взаимно параллельных грабенов, разделенных такими же узкими нормальными или односторонними горстами, что типично проявлено в пределах Кордильерского эпигеосинклинального пояса. Здесь на южном продолжении зоны Рио-Гранде (см. ниже) установлена простирающаяся в юго-юго-восточном направлении на тысячу километров широкая эпиорогенная рифтовая зона Чи-ауа.

Для эпиорогенных рифтовых зон характерна известково-щелочная магма (кремнекислотная, среднекремнекислотная, основная), изливающаяся в больших объемах до заложения рифтовых зон и продолжающаяся изливаться в процессе рифтогенеза. Вулканы питались как в верхней мантии, обусловившей образование базальтоидных формаций, так и в гранито-метаморфитовом слое, продукты которых образовали риолит-дацитовые формации. Излияния щелочной магмы незначительны или вовсе отсутствуют. Щелочной вулканизм связан с переходными зонами, расположенными между молодыми складчатыми зонами и платформами (рифт Рио-Гранде). Характер вулканизма в одних и тех же эпиорогенных рифтовых зонах бывает различным. В одних районах могут преобладать кремнекислотные вулканыты, как это, в частности, имеет место в провинции Бассейнов и Хребтов на западе США, а в других — базальты с толеитовой тенденцией, что наблюдается на Колумбийском плато и в грабене р. Снейк, расположенных вблизи линии Макдональд-Кацуры.

Рифтовая зона запада США на протяжении позднего мезозоя — раннего кайнозоя являлась орогенной областью, рифтовый режим установился вслед за орогенезом после незначительного перерыва. В этой зоне появление вулканизма не характеризуются строгой приуроченностью к определенным структурам. Здесь развиты разрозненные базальтовые поля (Орегон, Айдахо, Невада, Калифорния), которые некогда составляли единый плиоплейстоценовый покров.

Межгорные впадины (синеклизы), выполненные грубообломочными красноватными молассами, претерпевшими глыбовую деформацию и с резким несогласием залегающие на метаморфитах Аббабис и Кейс (центральная часть юго-Западной Африки), по-видимому, относятся к эпиорогенной рифтовой зоне. С ними связан субъеквентный вулканизм, продукты которого представлены базальтами, андезитами и риолитами (кварцевыми порфирами). Последние достигают значительной мощности. Нижние горизонты моласс прорваны гранитоидными интрузиями. В некоторых районах, например в Каскадных горах, проявлен только интенсивный андезитовый вулканизм. Мощный кремнекислотный вулканизм нередко предваряет возникновение и быстрое проседание узких грабенов. Он часто сопровождается извержениями огромных масс игнимбритов, по-видимому, связанных с неглубокими очагами генерации магмы. Мощные извержения толеитовых базальтов (впадина Колумбийского плато) и субщелочных оливиновых базальтов (грабен р. Снейк), видимо, связаны с мантийными магматическими очагами.

Большой интерес представляет достаточно хорошо изученная позднекайнозойская эпиплатформенная внутриконтинентальная (интракратон-

ная) рифтовая зона Рио-Гранде (западная окраина Северо-Американской платформы), входящая в состав Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса и обладающая некоторыми своеобразными чертами в характере магматизма, сближающим ее с эпиорогенными рифтовыми зонами, что обусловлено примыканием южного конца этого рифта к мексиканскому участку Кордильерского орогенического пояса. Рифтовая зона Рио-Гранде субмеридиональная; она простирается в юго-юго-запад-северном направлении от границы Мексики и США на юге до Центральных Скалистых гор на севере, глубоко проникая в Северо-Американскую платформу, полуотделяя от основной ее части активизированный краевой массив плато Колорадо [48].

По данным названного исследователя, рифтовая зона Рио-Гранде по простиранию делится на три приблизительно равной длины сегмента: долготный южный, средний северо-северо-восточного простирания и северный северо-северо-западного простирания, которые заметно отличаются друг от друга по структуре, времени заложения и истории развития.

На докембрийском метаморфическом фундаменте, выступающем в краевых и внутренних поднятиях рифта в пределах грабенообразных опусканий, располагаются предрифтовые (дорифтовые) средне-верхне-карбоновые и пермские осадки мощностью от нескольких сотен метров до 2—3 км; местами отмечаются мезозойские и нижнетретичные (эоценовые) отложения, общая мощность которых в пределах 2—2,5 км.

На некоторых участках будущей рифтовой зоны в олигоцене (32—37 млн. лет назад в южной части и 26—27 млн. лет назад в северной части) начался мощный вулканизм (предрифтовый) с образованием дифференцированных пород известково-щелочного ряда (андезитобазальты, андезиты, риолитовые туфы, игнимбриты), в результате чего сформировалась олигоценовая риолит (-игнимбрит)-андезит-базальтовая формация.

В южной части рифтовой зоны Рио-Гранде в олигоцене — начале миоцена (26—27 млн. лет назад) извержения преимущественно коровой известково-щелочной магмы сменились синрифтовым базальтовым вулканизмом, магма которой, видимо, поступала уже из верхней мантии (известково-щелочная базальтовая формация). Эти извержения были связаны с погружением и формированием рифтовых депрессий с отложением мощных терригенных и вулканогенных образований. Этот процесс, с некоторыми перерывами продолжался до современной стадии с изменениями в различных участках рифтовой зоны состава магмы, давших следующие формации: толеит-базальт-оливин-базальт-щелочнобазальтовую, базальтовую (поздний плиоцен) и риолитовых игнимбритов (плейстоценовый вулкан центрального типа Хемес в средней части рифта с кальдерой обрушения; 7—3 и 4—3 млн. лет).

Рифтовая зона Рио-Гранде по составу продуктов предрифтового и синрифтового магматизма, структурной позиции и характеру деформации значительно отличается от большинства древних эпиплатформенных рифтовых зон, в частности от одновозрастных с ней кайнозойских рифтовых зон Кордильерской области запада США и Мексики, что сближает ее с эпиорогенными рифтовыми зонами.

Межконтинентальные формации

Межконтинентальные рифтовые зоны (тип Г) обладают корой, близкой таковой океанических (внутриокеанических) рифтовых зон. Периферические части рассматриваемых рифтовых зон несколько утоньшены и сложены переработанной континентальной корой, тогда как "плечи" представлены типичной континентальной корой.

Так как межконтинентальные рифтовые зоны представляют собой результат далеко зашедшего процесса развития континентальных (внутриконтинентальных) эпиплатформенных рифтовых зон, их магматизм носит переходной характер от слабощелочного до толеит-базальтового, свойственного континентальным (внутриконтинентальным) рифтовым зонам. Стадии развития рассматриваемых рифтовых зон могут быть показаны на примере треугольника Афар. Здесь сочленяются Эфиопский рифт, грабен Данакиль и хребет Шеба. На первой стадии (поздний эоцен—олигоцен) изливались недифференцированные щелочные оливиновые базальты (платобазальты) Эфиопии; на второй стадии (ранний миоцен—плиоцен) произошло заложение депрессии Афар и излияние дифференцированных вулканитов (базальты, трахиты, риолиты), аналогичных четвертичным вулканитам Эфиопского рифта. Третья стадия (поздний плиоцен — современное время) — океаническая, на которой возникла своеобразная структура "рифт в рифте" и излились кварцевые толеиты.

К межконтинентальным рифтам относятся также Красноморский и Аденский рифты. В результате вулканизма в северной прибортовой зоне Аденского рифта образовались слабощелочные горные породы (оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, конмедиты), а в глубоководных осевых зонах с новообразованной океанической корой — толеитовые базальты, вскрытые при морском бурении в осевой зоне Красного моря в глубоководной котловине Атлантик-II под 14-метровой пачкой четвертичных осадков. На южном конце по простиранию рифт Красного моря утрачивает свой межконтинентальный характер и меняются продукты вулканизма от толеитовых базальтов до промежуточных их разновидностей — между толеитовыми и щелочными базальтами и далее до слабощелочных пород — щелочные базальты, трахибазальты, трахиты, развитые вдоль цепи вулканических островков осевой зоны рифта.

В Восточном Египте в прилегающей к грабену Красного моря (Красноморская межконтинентальная рифтовая зона), части Нубийского щита, т.е. в осевой зоне бывшего Аравийско-Нубийского щита, установлены мело-палеогеновые щелочно-карбонатитовые центральные интрузии, а южнее — в Восточном Судане — палеозойские кольцевые интрузии щелочных гранитов.

Аналогичные соотношения между различными элементами рифта фиксируются в Исландии. На наиболее активных поперечных участках рифта изливаются толеитовые базальты, свойственные внутриокеаническим рифтовым зонам, а в направлении вырождения этих зон вместо толеитовых базальтов развиты щелочные оливиновые базальты, гавайиты и муджириты.

Океанические формации

Стадия образования океанических (срединно-океанических) рифтовых зон соответствует возникновению срединно-океанических хребтов в условиях новообразованной океанической коры при неглубоком (3—5 км в осевой зоне) залегании аномальной мантии (коромантийная смесь) со скоростями сейсмических волн более низких, чем это характерно для нормальной мантии (слой со скоростями 7,3—7,8 км/с), и слишком сравнительно с океанической корой*.

Одной из характерных особенностей океанических рифтовых зон является широкое проявление вулканизма с продолжительностью цикла примерно

* Приводится в основном по книге А.Ф. Грачева [9] и частично по работам Г.М. Заридзе [23, 24, 100].

20 млн. лет. Чтобы судить о масштабе этого вулканизма, отметим, что протяженность мировой системы срединно-океанических хребтов достигает 80 000 км, а занимаемая ими площадь сопоставима с общей площадью континентов. Другой интересной особенностью срединно-океанических хребтов является продолжение их "тени" за пределами океанов в сторону материков (континентов), что проявляется наличием зон с высокой сейсмической, тектонической и вулканической активностью. Примерами могут служить треугольник Афар в Эфиопии — зона соединения хребта Щеба с рифтовой системой Восточной Африки, провинция Хребтов и Бассейнов на западе США — продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия, Мамский рифт на Северо-Востоке СССР — продолжение Срединно-Арктического хребта (хр. Гакеля).

Вулканизм срединно-океанических хребтов отличается от вулканизма на континентах тем, что он происходит в водной среде, обуславливая быстрое охлаждение магмы, затрудняющей дегазацию расплава вследствие гидростатического давления мощного слоя воды. На глубине 2 км дегазация весьма слабая, а на глубине 1 км достигает 35%. В связи с различным рельефом хребта текстуры лав изменчивы. На крутых склонах (до 80—90°) образуется валикообразная лава, у подножья уступов — глыбовая, на ровном дне — подушечная (пиллоу). Структуры базальтовых пород аналогичны вулканитам наземных излияний. Встречаются следующие структуры: афанитовая, вариолитовая, интерсертальная и долеритовая. Тип излияний обычно центральный, но развиты также линейные (трещинные) излияния (рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта протяженностью трещины до 10 км). Часть вулканитов центрального типа образует острова.

Мнение об увеличении возраста вулканических островов по мере удаления от оси срединных хребтов не всегда в одинаковой мере обосновано. Например, возраст пород о-ва Тристан (Атлантический океан, группа островов Тристан-да-Кунья) — 9 млн. лет, Инексессебел — около 6 млн. лет, а о-ва Нейтингейн — 18 млн. лет. Максимальное расстояние между островами — около 40 км. В соответствии с указанным представлением о-в Фернанд-да-Норнья должен иметь возраст более 120 млн. лет, на самом же деле его возраст по К — Аг методу определен в 12 млн. лет.

Данные вулканиты (тип А) проявляют разнообразие в пределах базальтоидов. Здесь незначительную роль играют щелочные базальтоиды и связанные с ними трахиты и фонолиты (трахит-фонолит-щелочно-базальтовая формация). Однако преимущественное развитие обнаруживают толеитовые базальты, интрузии того же состава и ультрамафиты. На поверхности срединных хребтов с помощью драги установлены базальты, главным образом оливиновые и плагиоклазовые (возраст 120 млн. лет) и намного реже долериты, диабазы, габбро и ортометаморфиты (метаморфизм океанического дна). Встречаются также пироксеновые диопсид-авгит и пикритовые базальты.

Метабазальты не рассланцованы либо рассланцованы слабо. Их перекристаллизация обычно не дошла до конца — различается исходная подушечная отдельность лав и пирокластолитов, являющихся, по-видимому, составной частью мощных вулканогенных толщ, в нижних частях которых происходила метаморфическая перекристаллизация в условиях цеолитовой ($T=120\div 180^\circ\text{C}$) с привнесением натрия и зеленосланцевой ($T\approx 350^\circ\text{C}$) фации метаморфизма (метаморфизм погребения), местами с признаками амфиболитовой фации, в то время как метаморфиты пренит-пумпеллитовой и эпидот-амфиболитовой фации пока не установлены.

Метагабброиды обнаруживают сохранность структуры исходных габбро-

идов и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фации. При проявлении регрессивного метаморфизма образуются горные породы, относящиеся к цеолитовой фации.

Метаморфизм происходил на некоторой глубине в океанической коре под гребнями хребтов. На это указывает содержание в породах высокотемпературных минеральных ассоциаций. Все эти породы составляют новообразованную Срединно-Атлантическую океаническую кору.

Глубоководным бурением установлены низкотемпературные, преобразования базальтов, что объясняют процессом гальмиролиза, причем устанавливается привнос Fe^{3+} , K и H_2O и вынос Ca, Mg и Si с одновременным увеличением концентрации малых элементов — B, Li, Rb, Cs. Полагается, что калий может иметь мантийное (коромантийное) происхождение, на что указывает наличие щелочных вулканитов среди донных пород.

Информация об ультрамафитах имеется главным образом по Срединно-Атлантическому хребту и меньше — по Срединно-Индийскому. Получена она при драгировании зон поперечных разломов или склонов рифтовых долин. Ультрамафиты обычно сильно деформированы и катаклазированные; раздробление порой достигает ступени милонитизации, предшествующей серпентинизации. Слабо или почти недеформированные и неизменные породы встречены в некоторых частях Срединно-Атлантического хребта. Исходный минеральный состав ультрамафитов постоянный: оливин — 50—80%, пироксен (энстатит, диопсид) — около 30% и акцессорная хромовая шпинель — около 0,5%. Новообразованные минералы представлены серпентином, тальком, хлоритом, магнетитом. Возраст ультрамафитов всегда много древнее возраста рассмотренных вулканитов, что имеет важное значение в толковании их генезиса и их формационной принадлежности. Например, возрастной диапазон пород Св. Петра 350—3500 млн. лет (надежным здесь считается одно определение с цифрой 835 млн. лет). Дуниты из впадины Романш дают цифру 1600 млн. лет. Таким образом, вулканиты срединно-океанических хребтов и ультрамафиты не связаны между собой единым дифференцированным рядом.

В петрохимическом отношении донные базальты особых вариаций не обнаруживают, за исключением Fe_2O_3 , изменчивость которого в пределах разных хребтов и разных участков одного хребта значительна, с максимальным его содержанием до 12%. Общая характерная петрохимическая особенность рассматриваемых базальтов (драгированных и вскрытых бурением) заключается в содержании SiO_2 в пределах 48,5—50,5% и TiO_2 — 0,9—1,6%. Кроме того, наблюдается умеренное количество Al_2O_3 (14,2—16,5%) и незначительное K_2O (< 0,3%), MgO и CaO. Исключение составляют красноморские толеиты, в которых содержание калия (в толеитах, вскрытых бурением) на один порядок выше, чем в добытых драгированием. Факторным анализом корреляция между SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и более тугоплавкими окислами — MgO, CaO, TiO_2 , Fe, F_2O_3 не обнаруживается.

По нормативному среднему составу в донных базальтах отсутствуют кварц и нефелин. Они разделяются на два главных типа — оливин-гиперстеновые толеиты (OI и $Hu > 3\%$) и насыщенные толеиты с нормативным гиперстеном (преобладают первые), причем разница в химизме базальтоидов осевой части хребтов и удаленных от нее участков дна не наблюдается. Концентрация литофильных элементов (Rb, Cs, Sr, Ba, Y, Zr, Hf, U) низкая. В островных толеитах типичны более высокие содержания литофильных элементов и отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Вулканиты островов срединных хребтов (тип Д) расположены как на

хребтах (в зоне гребня), так и на их склонах. Они представлены главным образом базальтами (90%). На наиболее хорошо изученных островах Срединно-Атлантического хребта доминируют оливиновые базальты, за исключением вулканитов о-ва Св. Павла, где установлены ультрамафиты. Наряду с оливиновыми базальтами встречаются трахибазальты, трахиты, фонолиты, реже андезиты. Часто встречающиеся ксенолиты представлены перидотитами, габбро и др. Вулканиты Восточно-Тихоокеанского поднятия почти целиком (на 85—95%) состоят из щелочных базальтов, наряду с которыми встречены пикритовые и плагиоклазовые базальты, а также андезиты, трахиты и риолиты, обычно переслаивающиеся со щелочными базальтами. Включения перидотитов, дунитов, пироксенитов, реже амфиболитов составляют не более 0,01%.

На относительно более изученном о-ве Реюньон (острова Индийского океана), находящемся в зоне срединного хребта, вулканизм проявился в две стадии (вулкан Питон-де-Неж). На первой стадии возник щитовой вулкан, сложенный оливиновыми базальтами, а на второй излилась дифференцированная базальт-трахитовая серия пород. Из дифференцированных образований наиболее разнообразной является серия вулканитов — гавайиты, муждьериты, трахиты и сиениты.

Факторный анализ выявил корреляцию между окислами SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , с одной стороны, и MgO , CaO , FeO , Fe_2O_3 — с другой, за исключением вулканитов Исландии, океанитов о-ва Реюньон о-ва Эз-Зубейр (острова Красного моря).

На основании петрохимических исследований вулканиты островов срединных хребтов сложены оливин-гиперстеновыми толеитами, кварцевыми толеитами, щелочными оливиновыми базальтами, базальтами и оливин-мелилитовыми нефелинитами, количественные соотношения которых не установлены, так как опробование проводилось лишь в верхних частях вулканических построек.

В дифференцированных сериях вулканитов островов срединно-океанических хребтов крайние типы представлены либо трахитами и фонолитами (Гоф, Тристан-да-Кунья, Св. Елена), либо риолитами (Буве, Вознесение, Исландия), либо теми и другими (острова Азорские). Общий объем калических вулканитов одного цикла в пределах 10—12%.

Следует отметить, что дифференцированные серии вулканитов тесно связаны с центральными излияниями и изменение химического состава в удалении от оси хребта во многих случаях не обнаруживается.

Для платформенного магматизма намечаются следующие обобщенные магматические формации.

A-I — П л а т ф о р м е н н ы е п р е д р и ф т о в ы е (э ф ф у з и в н ы е) : щелочно-оливин-базальтовая, базальтовая и долеритовая (трапповая), включая и субвулканические, дайковые, трубковые и силловые тела; щелочнобазальт-щелочнотрахитовая (ромбен-порфировая), грабен Осло; щелочно-мафит-ультрамафитовая.

A-II — П л а т ф о р м е н н ы е п р е д р и ф т о в ы е (и н т р у з и в н ы е) : щелочная-мафит-ультрамафитовая, ультрамафит-мафитовая и мафитовая (для расслоенных интрузивов);

пироксенит-норитовая (для Большой дайки);
анортозит-гранитовая (Восточно-Европейская платформа);
щелочно (-нефелин)-сиенитовая (\pm карбонатиты);
щелочно-гранитовая.

B-I — Э п и п л а т ф о р м е н н ы е (э ф ф у з и в н ы е) :

риолит-трахириолитовая;
толеит-базальтовая; грабен Осло — Берум, авлакоген Кьюиноу;

фонолит-нефелинитовая с карбонатами (натровый ряд); Восточно-Угандийская, Западно-Кенийская, Меймеча-Котуйская; лейцитовая (калиевый ряд — щелочно-ультрамафитовая группа); Буфумбийская;

лейцит-фонолитовая (калиевый ряд — фонолитовая и щелочно-трахитовая группа); Ишимская, Сыннырская, Тежсарская, Армянская — Малый Кавказ;

пантеллерит-комендитовая (натровый ряд — щелочно-риолитовая группа); Эфиопская, Хан-Багдинская;

щелочно-базальт — щелочно-трахитовая (ромбен-порфиновая); грабен Осло — Кроскоген;

базальт-нефелинит-анкармитовая; грабен Осло — Шиен;

базальт — щелочно-базальтовая (центральные извержения); грабен Осло, авлакоген Кыюину;

базальт-трахит-муджиеритовая;

пантеллерит-трахит-базанит-нефелинит-фонолитовая;

базальт-риолит-трахит-фонолитовая;

базальт-трахит-фонолит-карбонатитовая;

оливин-анкартит-мелилит-нефелинитовая;

тералит-лимбургит-нефелинит-фонолитовая;

мончикит-эссексит-тефрит-фонолит-карбонатитовая;

меланефелинит-карбонатит-фонолитовая; Южная часть Кенийского рифта;

трахит-щелочно-базальтовая; тот же рифт;

фенолит-трахитовая; тот же рифт;

риолит (игнимбрит) -андезит-базальтовая; тот же рифт;

базальтовая; тот же рифт;

риолит-андезитовая; авлакоген Кыюину;

Б-I — Э п и п л а т ф о р м е н н ы е (и н т р у з и в н ы е) :

ультрамафит-габброидная; грабен Осло;

габбро-долеритовая (силлы, дайки); авлакоген Кыюину;

гранит-граносиенитовая;

монцоит-сиенитовая; грабен Осло;

порфиробластовая микроклин-гранитовая;

биотит-гранитовая;

щелочно-ультрамафитовая с карбонатами;

миаскит-нефелин-сиенит-габбровая;

псевдолейцит-сиенит-шонкинитовая;

щелочно-гранитовая (эгирин-арфведсонит-гранитовая); грабен Осло;

эгирин-арфведсонит-биотит-гранитовая (колумбитоносная);

миаскит-нефелин-сиенитовая (\pm карбонатиты);

псевдолейцит-сиенитовая;

анортозит-габбровая; Дулутская интрузия — оз. Верхнее.

В-II — Э п и о р о г е н н ы е (э ф ф у з и в н ы е) :

риолит-андезитовая;

риолит-дацит-игнимбритовая;

риолитовых игнимбритов (Рио-Гранде);

базальт-андезитовая;

базальт-андезит-риолитовая;

базальт-рионит-дацит-андезитовая;

базальтовая (Рио-Гранде);

толеит-базальт-оливин-базальт-щелочно-базальтовая (Рио-Гранде).

В-II — Э п и о р о г е н н ы е (и н т р у з и в н ы е) :

гранитоидная;

габбро-диабаз-гранитоидная;

Габбро-долеритовая и др.

Г-I — Межконтинентальные (эффузивные):

щелочно-оливин-базальтовая;

базальт-трахит-риолитовая;

оливин-базальт-трахибазальт-трахиандезит-комендитовая;

толеит-базальтовая;

кварц-толеит-базальтовая;

муджиерит-гавайит-щелочно-оливин-базальт-толеит-базальтовая и др.

Г-II — Межконтинентальные (интрузивные):

гранитоидная;

сиенитовая;

габбро-гранитовая;

щелочно-гранитовая;

субщелочная габбро-монцитовая и др.

Д-I — Океанические (эффузивные)

Дно рифта:

оливин-толеитбазальтовая (вулканическо-интрузивная);

пикритбазальт-пироксен-базальтовая;

метамафит-габбро-диабазовая;

трахит-фонолит-щелочно-базальтовая.

Океанические острова:

андезит-фонолит-трахит-трахибазальтовая;

базальт-трахит-риолит-щелочно-базальтовая;

оливин-базальт-трахитовая;

гавайит-муджиерит-трахит-сиенитовая (вулканическо-интрузивная);

оливин-нефелинит-оливин-толеит-базальтовая

Д-II — Океанические (интрузивные)

Дно рифта:

ультрамафитовая.

Острова срединных хребтов:

ультрамафитовая;

сиенитовая и др.

Геосинклинальные формации

Геосинклинальное развитие земной коры, как известно, начинается с рифея, однако уже среднепротерозойские продукты магматизма обнаруживают некоторое сходство с позднепротерозойскими магматическими продуктами. Примером могут служить средне- и позднепротерозойские образования Присаянья. Здесь на собственно геосинклинальной стадии образовались спилит-кератофиры, габбро-диабазы, ультрамафиты и седиментогены, превратившиеся в джеспилиты, кварциты, гнейсы, кристаллосланцы, доломиты (замещенные магнетитами).

На инверсионной стадии сформировались конкордантные тела плагио-гранитов. В нижнем рифее возникли формации эндербит-чарнокитов и эклогитов. Первые из них образовались по более древним породам, включая архейские породы, в результате повышения температуры и давления. Чарнокиты, контролируемые зонами смятия, соответствуют реоморфическому и магматическому типам эндербит-чарнокитов. Они отличаются от архейских чарнокитов, приуроченных к крупным гранитогнейсовым куполам, образующим брахиморфные структуры. Гранитоиды и завершающий нижнерифейский цикл диабазы Присаянья характеризуются повышенной щелочностью [1].

По геологическим условиям образования, типам исходных пород и металлогенической специализации позднепротерозойские интрузии (мафиты, ультрамафиты, гранитоиды, сиениты и др.) сходны с фанерозойскими.

На рассматриваемом подэтапе образовались многочисленные расслоенные интрузивы. К ним, в частности, относятся: Лысогорский и Усинский (мафитовые), Инч, Белхелви, Мауд, Коктахский, Кизирский (субщелочные мафитовые).

Вызывают интерес детально изученные коллективом авторов [11] три типа расслоенных габброидов в каледонидах северо-западной части Восточного Саяна: сиенит-габбровый (Кизирский), пироксенит-габбровый (массивы Осередок и Падунский) и габбро-норит-диоритовый (массивы Кан-тикский, Домар-Тайгинский, Базывайский и др.), связанным с развитием вулканогенных геосинклиналей.

Из приведенного названными авторами описания Кизирского сиенит-габбрового массива видно, что здесь имеются три сложные слоистые серии (мегаритма), ориентированные по отношению чашеобразной полости вмещающих пород (нижнекембрийские сланцы, известняки, эффузивы основного, реже кремнекислотного состава). Создается впечатление, что кристаллизационная дифференциация происходила радиально, а не вертикально, что кажется невероятным. Авторы сами отмечают, что дифференциация осуществлялась "в условиях крутого наклона подошвы и стенок магматической камеры, т.е. в обстановке, малоблагоприятной для гравитационного фракционирования" (с. 32). Из обильного фактического материала видно, что более или менее ясной картины кристаллизационной дифференциации в Кизирском массиве не фиксируется, кроме общей тенденции к некоторой большей основности горных пород в нижней слоистой серии относительно средней и последней относительно верхней. Однако внутри каждого мегаритма наблюдаются труднообъяснимые серьезные отклонения. Поэтому авторы применяют такое понятие, как "сложный процесс дифференциации". Если исходить из допущения, что внедрение основной магмы произошло однократно и началась ее постепенная кристаллизационная дифференциация, то расслоенность для всего массива должна подчиняться общей гравитации, без каких-либо существенных отклонений, что в данном и других описанных авторами массивах не наблюдается.

Видимо, только при однократном и относительно быстром внедрении магмы можно ожидать образование гравитационно-расслоенной интрузии, как это допускалось основоположниками этой гипотезы. Однако такой механизм вряд ли допустим для крупных тел. Ведь интрузивная магма занимаемое ею пространство завоевывает постепенно и медленно. В момент прекращения ее перемещения она уже достаточно вязкая, и вряд ли можно допустить осаждение кристаллов. В процессе же движения расплава она вообще исключается. Наоборот, происходит перемещение выделившихся кристаллов, тем более что перемещающаяся магма в это время находится в напряженном состоянии в результате давления снизу, снижающегося после прекращения (затухания) очагового процесса.

Видимо, трудно теоретически представить такой способ внедрения магмы, при котором могли образоваться гравитационно-расслоенные интрузии типа описанных авторами, принимая во внимание и существующие в них отклонения, в частности слабо выраженную ритмичность в Кизирском массиве. Закономерно повторяющиеся полные ритмы типа пироксенит-габбро-лейкократовые габбро-анортозит крайне редки. Чаще ритмы двучленны, а смежные слои неравноценны по мощности и не выдержаны по простиранию. Горные породы с наиболее основным плагиоклазом тяготеют не к самим низам интрузива, а примерно ко второй снизу четверти разреза.

В зоне, непосредственно примыкающей к контакту с вмещающими породами, основность плагиоклаза уменьшается еще сильнее. В верхней части разреза развиты преимущественно горные породы с пониженной основностью плагиоклаза, но наряду с этим встречаются пачки горных пород с более основным плагиоклазом. Горные породы с разным составом плагиоклаза образуют линзующиеся полосы, при этом, хотя размещение их подчинено общей структуре массива, часто наблюдается значительное изменение плагиоклаза по простиранию отдельных пачек.

Установленное авторами зависимое изменение состава плагиоклаза от изменения оливина (скрытая слоистость) не может объяснить его незакономерное поведение в процессе гравитационной дифференциации.

Авторы отмечают, что наиболее железистые оливины развиты преимущественно в верхней, слоистой серии горных пород. Кроме того, горные породы с повышенной железистостью оливина довольно широко распространены в нижней серии, что объясняется не только и не столько их положением в разрезе, сколько близким расположением этого минерала к контактам массива. Такое объяснение вряд ли убедительно. Далее отмечается, что увеличение железистости оливина обычно происходит в горизонтах меланократовых рудных габбро и рудных пироксенитов и сопровождается уменьшением основности плагиоклаза. Эта зависимость сама по себе является интересной, однако она не разъясняет, почему названные минералы не подчинились закону силы тяжести. Наличие упомянутых меланократовых горизонтов, согласно авторам, свидетельствует, что в процессе формирования горных пород периодически возникали довольно резкие изменения условий кристаллизации. Это может происходить в результате внедрения новой порции магмы, что в массиве вообще не наблюдается (нет пересекающих жил). Маловероятный скачок в температуре также не мог вызвать описанного авторами явления. Что касается тектонического процесса, то необходимо серьезно учесть, что активность основной магмы в геосинклинали происходит в стадии плавного, преобладающего погружения осадков и значительных изменений тектонического режима вряд ли следует ожидать.

Далее отмечается, что обогащенные пироксеном горные породы, развитые преимущественно в верхней части разреза, слагают пачку мощностью в 1,1 км. Ниже наблюдается чередование горных пород, обогащенных и обедненных пироксеном при некотором преобладании (по мощности) последних. При этом меланократовые горные породы, обогащенные пироксеном, обычно бедны оливином и богаты рудными минералами. В средней и нижней частях разреза меланократовое габбро и габбро-пироксениты образуют сравнительно маломощные горизонты среди более лейкократовых горных пород, тогда как в верхней части разреза богатые пироксеном меланократовые габбро пользуются преобладающим развитием. Меланократовые габбро обычно характеризуются несколько пониженной по сравнению с более лейкократовыми горными породами основностью плагиоклаза.

Таким образом, происходит компенсированное перераспределение состава минералов в различных зонах, что опять-таки само по себе интересное явление. Однако очевидно, что "такой характер взаимосвязи" не "объясняет аномальную... приуроченность меланократовых пород к верхней части разреза слоистой серии" (с. 35), ибо кристаллизационной дифференциации с гравитационным фракционированием ранее выделившихся кристаллов в охарактеризованном авторами интрузиве не наблюдается.

Авторы затем пишут, что, "поскольку формирование слоистых серий

горных пород в Кизирском массиве, как и во многих других основных расслоенных интрузивах [95], по-видимому, происходило от подошвы магматической камеры к ее кровле, относительно меланократовый остаточный расплав постепенно отжимался в верхнюю часть камеры, что и привело к образованию здесь сравнительно меланократовых пород" (с. 36). Видимо, в результате подобных неоднократных отжиманий в более или менее сформированной верхней части интрузива произошло бы перемешивание горных пород и полное нарушение ритмов. Кроме того, наблюдалось бы секущее положение части мафитов, что в массиве не фиксируется.

Надо полагать, что исходные горные породы Кизирского массива образовались в период (или в конце) становления средне-позднекембрийской вулканогенной кизирской свиты и ранне-среднекембрийских вулканогенно-осадочных отложений, что, по-видимому, не противоречит мнению авторов, которые считают, что структура массива сформировалась после заполнения расплавом магматической камеры. Они считают установленным, что "кизирский массив, как и многие другие расслоенные основные интрузии Алтае-Саянской области, обладает структурным центром, в котором первичная полосчатость и совпадающая с нею трахитоидность имеют горизонтальное залегание" (с. 14).

Сиениты и граниты, пространственно совпадающие с расслоенным массивом, моложе последнего. Естественно, что они образовались в орогенную стадию вмещающих вулканогенов и расслоенного интрузива, оказывая на них, как обычно, соответствующее воздействие.

В Кизирском массиве отмечается обилие ксенолитов ороговикованных вмещающих горных пород, главным образом осадочных, но встречаются и магматические породы. Вызывает интерес прослеживаемость ксенолитов по простиранию на сотни метров и даже километры при сравнительно небольшой мощности.

Видимо, исходное мафитовое тело Кизирского массива является доскладчатым образованием, а граниты и сиениты орогенными. С началом складчатости прекратился магматизм и проявилась активность флюидов, которые циркулировали вдоль плоскостных текстур магматитов, производивших интенсивный аллохимический метаморфизм, метасоматизм и метаморфическую дифференциацию.

Рассмотренную выше ассоциацию горных пород, видимо, можно объединить под названием расслоенной сиенит-габбровой формации.

На территории Кавказа описаны ультрамафиты (серпентиниты), относящиеся к офиолитам. На Большом Кавказе, в тектонической зоне Передового хребта, фиксируются два крупных выхода этих пород — Беденский и Нижне-Тебердинский. Они секутся плагиогранитами (500 млн. лет) и гранитами (470—450 млн. лет). Эти данные позволяют полагать, что серпентиниты являются докембрийскими образованиями, поднятыми к поверхностным горизонтам поздними, вероятно герцинскими, тектоническими движениями. В мафитах и ультрамафитах обнаружены мелкие включения эклогитов [63, 64].

На Малом Кавказе развит Севано-Акеринский офиолитовый пояс (средний возраст секущих ультрамафиты плагиогранитов — 512 млн. лет), западное продолжение которого допускается в Северной Анатолии и Вардарской зоне. Он фиксирует положение палеокеана Тетиса, переставшего существовать, видимо, в конце мела в связи с конвергенцией Афро-Аравийской и Европейско-Азиатской плит. По геологической позиции они сходны с раннепротерозойскими (см. выше) и фанерозойскими офиолитами.

На Кавказе наблюдаются несколько выступов Закавказского срединно-

го массива (Дзирульский, Локский, Храмский). В Локском выступе развиты кристаллические сланцы (исходноседиментогенные), секущиеся кварцевыми диоритами и различными гранитоидами (возраст по циркону 1500 ± 200 млн. лет). Кристаллические сланцы расположены на переработанном базальтовом ложе.

Храмский выступ сложен главным образом исходноседиментогенными кварцевыми диоритовыми гнейсами (возраст по циркону 1200 ± 100 млн. лет), которые в верхнем протерозое слагали первый жесткий сиалический субстрат территории Закавказья, впоследствии, особенно в герцинском цикле, претерпевший тектоническую и метаморфическую переработку и гранитизацию.

В конце ордовика или в силуре эпигерцинская Скифская плита подверглась раздроблению. Здесь заложилась герцинская эвгеосинклиналь. В среднем палеозое образовалась наклонная к северу зона Беньофа.

В связи с бретонской фазой складчатости, обусловившей возникновение островов-кордильер, на Большом Кавказе осуществился доплагиогранодиоритовый метаморфизм низкого давления, в условиях зеленосланцевой, эпидотамфиболитовой и низкотемпературной субфаций амфиболитовой фации, продукты которого в большей своей части уничтожены последующими метаморфическими процессами и сохранились лишь в виде небольших останцев и ксенолитов.

Следующий региональный метаморфизм, протекавший на конвергирующих краях литосферных плит под островными дугами, произошел в судетской фазе тектогенеза, вызвавшей дальнейшее развитие островов-кордильер. Этот метаморфизм низкого давления является наиболее высокотемпературным. Он протекал одновременно или почти одновременно с формированием магматических (анатектических) гранитоидов плагиогранодиоритовой формации в условиях амфиболитовой, реже гранулитовой фации. Продукты данного метаморфизма по типу и составу соответствуют вулканическим поясам островных дуг континентальных окраин.

Сверхглубинные разломы, интенсивное развитие которых происходило в герцинском цикле тектогенеза (бретонская фаза), по-видимому, располагались под областью метаморфитов умеренных и повышенных давлений. Образование этих метаморфитов, видимо, произошло в глубоководных желобах, возникших в связи с развитием зоны Беньофа. Устанавливается последовательная смена типов метаморфизма этих пород. Сперва происходит низкотемпературный метаморфизм повышенного давления, возможно, достигающего условий начальной стадии глаукофоновосланцевой фации, затем в результате выжимания пород, отлагавшихся в глубоководных желобах в высокотемпературные зоны, происходил региональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа. В конце цикла тектогенеза (астурийская фаза) метаморфиты умеренного и низкого давлений приводятся к одному термодинамическому уровню. Происходит регрессивный, опять-таки региональный метаморфизм низкого давления, протекающий одновременно с формированием более низкотемпературных метасоматических микроклиновых гранитов (гранитовая формация) по уже существующим породам [26, 96–99].

В астурийскую фазу тектогенеза максимальное поднятие намечалось в зоне Главного хребта. Сопряженная с ней зона Передового хребта превратилась в грабен-сиклинорий, во впадинах которого отлагались сперва угленосные ($C_2 - C_3$), затем красноцветные, реже пестроцветные ($P + T_1$) молассы (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты и др.), сопровождающиеся стратифицированными эффузивами и туфами [68]. Исходные вулканы, по-видимому андезиты и дациты, претерпели зеленокамен-

ное преобразование. Они представлены порфиритами, кератофирами, кварцевыми альбитофирами и другими породами (тип Б-III) *.

Расположенная севернее Передового хребта Лабино-Малкинская зона (Черкесско-Минераловодская геосинклиналь) испытывает поднятие, и происходит внедрение завершающеорогенных (позднеорогенных) гранитов, условно называемых северными, или красными, гранитами (тип Б-III).

Орогенная стадия развития Кавказской палеозойской геосинклинали в какой-то мере похожа на развитие геосинклинали Новой Англии (Северо-Восточная Австралия), описанное М. Мерсдином [90]. В этой геосинклинали складчатость произошла в конце среднего девона. В верхнем девоне — нижнем карбоне на месте замкнувшейся геосинклинали образовались континентальные красноцветные осадки, с которыми связаны дугообразно расположенные посторогенные вулканы: риодациты, тосканиты, риолиты, базальты, трахиты (редки), игнимбриты, приуроченные к кальдерным опусканиям, окаймленные кольцевыми дайками гранитов.

На собственно геосинклинальной стадии фанерозойских эвгеосинклиналей осадконакопление иногда начинается образованием песчано-(граувакко)-аргиллитовой формации, порой сопровождающейся локальным инициальным базальтовым и андезитовым вулканизмом. Впоследствии эти осадки, вулканы и их пирокластиты подвергаются начальному (эмбриональному) метаморфизму (глинисто-сланцевая, или аспидно-сланцевая фация метаморфизма, по Г.М. Заридзе [21]). Одним из типичных примеров подобных образований может служить южный склон Большого Кавказа, где нами выделена нижне- и среднеюрская вулканогенно-песчано-глинисто-сланцевая (аспидносланцевая) формация, которая может быть принята в качестве формационного типа (А-II).

К хорошо изученным эвгеосинклинальным вулканогенным формациям относится спилит-кератофировый тип, выделенный Ю.А. Билибиным. Нам представляется, что ассоциация спилит-кератофир не отвечает разнобразно входящих в этот формационный тип пород. Она составляет лишь одну из конкретных формаций, так же как и спилит-диабазовая, спилит-диабаз-порфирировая, спилит-порфирировая, порфирит-диабазовая, зеленокаменная, ультрамафит-мафитовая (докембрийская) и другие конкретные палеотипные формации. Обобщенную формацию (тип А-II) лучше называть спилит-кератофир-диабаз-порфирировой (для фанерозоя) или еще обобщенно-зеленокаменной [21]. Исходными вулканидами конкретных формаций для эвгеосинклиналей обычно являются базальты, долериты и андезиты (слабо дифференцированный базальт-андезитовый формационный тип А-I), а также базальты (преобладают) и риолиты (контрастно-дифференцированный базальт-риолитовый тип А-I), позднее подвергшиеся зеленокаменному (зеленосланцевому) метаморфизму (зеленокаменный формационный тип А-II). Однако в некоторых прогибах встречаются последовательно дифференцированные формации (базальт-андезит-дацит-риолитовый формационный тип А-I).

Одним из типичных примеров для рассматриваемой формации может служить Гагрско-Джавская тектоническая зона на южном склоне Большого Кавказа. Здесь, в средней юре (байосе), в пределах активной континентальной окраины (Закавказский срединный массив) заложилась эвгеосинклиналь, в которой на ранней собственно геосинклинальной стадии образовалась базальт-андезитовая формация (тип А-I), испытывавшая на позднепозднее геосинклинальной стадии зеленокаменное преобразо-

* Классификация формаций (формационных типов) подвижных областей приводится ниже.

вание (зеленосланцевая фация метаморфизма), в результате чего возникла спилит-диабаз-порфиритовая (тип А-1) формация [10, 14].

Упомянутая байосская эвгеосинклиналь в позднем байосе-бате подверглась складчатости, приведшей к образованию геантиклинали. В это время сформировались раннеорогенные (батские) гранитоиды (габбро-кварц-монзонит-гранитоидная формация тип Б-1) с последовательностью становления горных пород от основных к кремнекислотным. Гальки этих пород обильно содержатся в нижнемеловых отложениях; они найдены также в верхнеюрских осадках [13, 14, 97, 98].

Небольшие батские интрузивы, развитые в большом количестве в Абхазии, залегают как в байосской спилит-диабаз-порфиритовой формации, так и в ниже- и среднеюрской вулканогенно-песчано-глинисто-сланцевой (аспидно-сланцевой) формации. Один из таких интрузивов — Келасурский — достигает размера небольшого батолита. Два близрасположенных разобщенных интрузива (Хевский и Чалванский) обнажаются в породах Дзирульского выступа Закавказского срединного массива и в байосской спилит-диабаз-порфиритовой формации. Батские интрузивы известны также в слабометаморфизованных осадках дизской серии, возраст метаморфизма которой, определенный по К-Аг методу, батский. Все эти интрузивы относятся к геантиклинальному раннеорогенному типу (тип Б-1).

Первые схемы последовательно стадийного образования эндогенных пород (эффузивных и интрузивных) в связи с развитием различных геоструктур на примере Кавказа были разработаны в 1944 г. [14—17]. Приведем одну из них.

В среднеюрском магматическом цикле вышеупомянутой байосской эвгеосинклинали была установлена следующая последовательность становления горных пород [14]:

- 1) порфириты, диабазы и габбро (жильные) -байос;
- 2) осадочно-вулканогенная порфиритовая свита (т.е. спилит-диабаз-порфиритовая формация) и внутриформационные покровы (порфириты, диабазы и др.) -байос;
- 3) кварцевые порфиритовые покровы (сел. Голотубани и др.) — верхний байос-бат;
- 4) кварцевые габбро-монзонитовые породы (ранняя стадия интрузивной фазы) — бат;
- 5) гранитоиды (последующая стадия интрузивной фазы) — бат;
- 6) аплиты, пегматиты и богатые кремнекислотой породы — бат.

Таким образом, на южном склоне Большого Кавказа в байосе, на собственно геосинклинальной стадии проявился мощный базальт-андезитовый известково-щелочный вулканизм, продукты которого впоследствии испытали зеленокаменный метаморфизм. После замыкания геосинклинали в связи со складчатостью в батском веке в пределах развития дислоцированной структуры, сложенной байосской спилит-диабаз-порфиритовой формацией, вулканическая деятельность в континентальных условиях возобновляется три раза. Во всех случаях магма имеет щелочной характер. Наблюдается постепенное резкое сокращение объема изверженного материала. Область этого вулканизма расположена несколько южнее Центральной зоны воздымания антиклинория Главного хребта Большого Кавказа, сопадающей с полосой Транскавказского глубинного разлома. Образуются следующие три щелочные формации: верхнеюрская щелочно-оливин-базальт-трахитовая, верхнемеловая (турон-сенонская) оливин-базальт-трахибазальтовая и плиоценовая тешенит-щелочно-оливин-базальтовая.

Первые две формации следует отнести к раннеорогенной (геантиклинальной) стадии развития эвгеосинклинали, а третью — к зрелоорогенной,

отвечающей натровому ряду орогенных вулканитов (см. ниже), выделенных Ак. Миасиро [91, 92].

Верхнеюрская и плиоценовая формации имеют внутризональное расположение по отношению к байосской формации. Верхнеюрская формация целиком располагается внутри последней, включая в свою очередь небольшой выход плиоценовой формации, что объясняется активизацией Транскавказского глубинного разлома.

Скользящая по времени и пространству зональность вулканизма относительно структур высшего ранга — сквозных тектонических структур — описана для Транскавказской, Приморской (мезозойские складчатые структурных Сихотэ-Алиня) и других структур [66].

В зрелоорогенную и позднеорогенную (завершающе-орогенную) стадии, отвечающие времени постепенного формирования горно-складчатого сооружения Большого Кавказа, возникают соответствующие формации гранитоидов, несущие редкометальное оруденение. Условия становления этих гранитоидов близкие, но не аналогичные условиям образования раннеорогенных (соскладчатых) гранитоидов (тип Б-I). Последние формировались в условиях геоантиклинальной структуры, а позднеорогенные гранитоиды — мегантиклинальной структуры.

После образования формации гипабиссальных интрузий тектонические процессы на Большом Кавказе ослабевают и проявляется вулканизм. Но в связи с резким изменением состава земной коры, слагающей горно-складчатое сооружение, в сторону ее "континентизации" и значительным ее утолщением состав этого вулканизма изменчивый во времени и пространстве. В целом он отвечает базальт-андезит-дацит-риолитовой и андезитовой формациям (типы Б-II и Б-III). К ней относится и базальт-андезитовая формация, развитая на территории Грузии, контролируемая Трансзональным Казбекско-Цхинвальским глубинным разломом. В мезо-кайнозое Большого Кавказа (на южном его склоне) это шестое после ранней и средней юры проявление вулканизма, протекающего в условиях количественного и качественного изменения состава земной коры и, стало быть, магмы. Данные вулканы в отличие от нижнеюрских и байосских геосинклинальных вулканитов не подверглись зеленокаменному метаморфизму.

Геосинклинальный вулканизм не всегда имеет описанную выше историю. Например, в Чилийско-Аргентинских Андах кембрийско-ордовикский эвгеосинклинальный вулканизм проявился слабо. Здесь в меридиональной Зондийской зоне отлагались карбонаты, перекрытые флишевидными породами. В другой меридиональной зоне образовались главным образом терригенно-пелагические пелиты, ассоциирующиеся с зеленокаменными породами, представленными диабазами, спилитовыми подушечными лавами и серпентинитами, перекрытыми флишем и карбонатной молассой, на которые несогласно налагают пермские кремнекислотные вулканы (тип Б-III), образующие пояс общей протяженностью 2000 км и шириной 150—200 м [40]. Другим примером может служить Арауканский вулканический пояс (Анды) протяженностью 2500 км и шириной 100—150 км, образованный после замыкания юрской геосинклинали на рубеже оксфорда и кимериджа — внутренней терригенной (у края платформы) и внешней (западной) подводно-вулканической андезито-базальтового состава. В кимеридже началось накопление грубообломочных континентальных серий Тордильо и Рио-Дамас мощностью более 3,5 км и проявление андезитового вулканизма (андезитовая формация, тип Б-III), продолжавшегося в течение мела и палеогена [39]. Синхронными интрузиями андезитов, видимо, являются диориты. Что касается гранитоидов, то их, возможно, следует причислить к завершающе-орогенным интрузиям (тип Б-III).

К хорошо изученной подвижной области относится Охотско-Чукотская вулканическая область. Здесь установлены три этапа развития вулканизма [65]. Первый этап — раннемеловой. В это время на собственно геосинклинальной стадии изливались преимущественно андезиты с подчиненной ролью риолитов (риолит-андезитовая формация, тип А-1), а не раннеорогенной (соскладчатой) стадии образовались интрузии со следующей последовательностью пород: габбро, диориты бескварцевые и кварцевые, гранодиориты (преобладают), плагиограниты, граниты (габбро-плагиогранит-гранодиоритовая формация, тип Б-1). Эти интрузии прорывают вулканогенно-осадочную толщу нижнего мела и перекрываются сеноман-туронскими осадками с базальными конгломератами, содержащими их гальки. На втором этапе (в позднем мелу) в условиях стабильной коры (эпигеосинклиналь) образуются андезит-дацит-риолитовая (тип Б-1) и гранит-порфировая (тип Б-11) формации. На третьем этапе (в неогене) возникает базальтовая формация (тип Б-111) *.

Из сказанного следует, что развитые здесь вулканические и плутонические формации не могут быть отнесены к категории вулканоплутонических [65]. Вулканические и плутонические образования, видимо, только в том случае можно причислить к сопряженным парам, когда они разновозрастны [21, 23, 24], например субвулканические интрузии (корни эффузивов). К таким интрузиям, в частности, относятся гранитоиды Нигерии, палеогеновые диориты Арауканского андезитового пояса в Перуанских Андах, интрузивные породы (габбро, диориты) первой фазы Малокурильского вулканизма, прорывающие меловые отложения, часть позднеорогенных гранит-порфиров и гранитов Большого Кавказа (тип Б-111) и др. К вулканоплутоническим формациям, видимо, следует причислить вулканические (базальты с туфами, трахиты, риолиты) и плутонические (габбро, гранитоиды, сиениты) породы кальдерных опусканий, окаймленные кольцевыми дайками в Северо-Восточной Австралии, Нигерийско-Камерунскую вулканическую область и др.

Конкретные вулканоплутонические формации возникают и на наших глазах в областях действующих вулканов. Например, большое трещинное Талбачинское извержение 1975—1976 гг. гавайского типа (Ключевская группа вулканов, Курило-Камчатский пояс) залило обширные площади базальтовыми лавами (с образованием покровов), покрывало их пирокластическим материалом и пеплом. Одновременно образовались многочисленные дайки и на глубине силлы. Питающая вулканы серия даек вызвала вертикальную и горизонтальную деформации земной поверхности, а новообразованные крупные силлы породили сейсмические тени в верхних горизонтах земной коры [66]. Другим примером может служить район Сокоро. Здесь геофизическими методами на глубине 18—20 км выявлено внедрившееся в земную кору под южной частью рифтовой впадины Рио-Гранде (Северная Америка) еще не застывшее силло- или лакколитообразное тело мощностью около 2 км и площадью примерно 1700 км². Е.Е. Милановский [46, с. 7] полагает, что подобное вторжение в растянутую кору рифта не застывшего мантийного материала является не единственным.

Дискуссионной является синхронность разновозрастного неоднородного Патагонского гранитного батолита и развитых там андезитовых вулканитов, тяготеющих к Тихоокеанскому краю Южно-Американского континента. Включения в интрузиве кварцевых порфиров трудно объяснить фаціаль-

* Приведенная схема развития магматизма существенно изменена исследованиями В.Ф. Белого, с работой которого автор познакомился после окончательного редактирования данной книги.

ными вариациями гранитной магмы. Здесь синхронными и комагматичными, возможно, являются мезозойские островодужные вулканы и поздние тоналиты, входящие в состав батолита. Вызывает сомнение разновозрастность вулкаников и гранитов Брандберга и Эронго в Юго-Западной Африке (вулканоплутон, по Клоссу).

Н.В. Короновский [28], обобщивший материалы о кайнозойском вулканизме Средиземноморского пояса Евразии, отмечает, что орогенный магматизм, тесно ассоциирующийся с моласовыми отложениями, обычно начинается среднекремнекислотными и кремнекислотными интрузиями, далее имеет место вулканизм того же состава, который в конце орогенного этапа сменяется излияниями более основных вулкаников (тип Б-III), часто с повышенной щелочностью, но наблюдаются и отклонения от подобной общей схемы.

Для выяснения общего характера магматизма в островодужных поясах и активных континентальных окраинах ниже рассматривается несколько типичных примеров.

В неогеновой Курило-Камчатской островной дуге выделяются три формации: базальт-андезитовая, андезитовая и трахиандезитовая [54]. Петрохимическое сравнение ассоциации вулканогенов Курильской и Камчатской островных дуг с вулканогенами некоторых других областей (альпийских — Украинские Карпаты, Малый Кавказ, Большой Кавказ и др.) показало большое разнообразие в их химическом составе от низкощелочных и известково-щелочных до субщелочных с существенно натровым характером.

Е.К. Мархинин [43] в неогене Большой Курильской гряды для различных типов развития отмечает разнообразные плутониты и вулканы (лавы, туфы, пирокластиты, туфо-терригенные образования), в частности пропилитизированные андезиты и риолиты, сильно дислоцированные осадочно-вулканогенные образования андезитового состава, штоки и дайки дацитов и риолитов, силлы долеритов (нижнемиоценовые); мафитовые и кремнекислотные лавы, осадочно-вулканогенные образования (на нижнемиоценовую тетяевскую свиту залегает несогласно среднемиоценовая луговская свита с базальным конгломератом в основании), габброиды и гранитоиды (среднемиоценовые); андезиты, андезитобазальты и базальты, габброиды и гранитоиды (верхнемиоценовые); базальты, андезитобазальты, андезиты, осадочно-вулканогенные образования (на верхнемиоценовую болотную свиту плиоценовая кампанейская свита налегает несогласно, а двойная свита обнаруживает слабую дислоцированность) и гранитоиды (плиоценовые); горизонтально залегающие лавы андезитобазальтов и базальтов, образующие плато (мезы) Лагерное, с резким углелем не согласием перекрывающие верхнеплиоценовые лавобрекчии (раннечетвертичные), андезиты, дациты, реже мафитовые лавы (позднетчетвертичные); андезиты, андезитобазальты, базальты, дациты (современные). На Большой Курильской гряде четвертичные вулканические образования распространены наиболее широко.

Исходя из геологического положения и состава, намечаются следующие конкретные формации для дислоцированных (за исключением четвертичных) вулканогенных образований, отделенных несогласиями от соседних толщ:

риолит-андезитовая нижнемиоценовая,
базальт-риолитовая среднемиоценовая,
базальт-андезитовая верхнемиоценовая,
базальт-андезитовая плиоценовая,
андезит-базальтовая раннечетвертичная,
базальт-андезит-дацитовая позднетчетвертичная,

базальт-дацит-андезитовая современная.

Объединенные миоценовая и послемиоценовая формации Большой Курильской гряды соответственно будут:

риолит-базальт-андезитовая эпигеосинклиальная

базальт-дацит-андезитовая островодужная.

По Н.В. Короновскому [28], предорогенный (геосинклиальный) мощный палеогеновый, в основном эоценовый (среднеэоценовый), вулканизм восточных секторов Средиземноморского пояса имеет наложенный характер. Продукты вулканизма несколько отличаются друг от друга в различных структурных зонах: преобладают последовательно дифференцированные (базальт-андезит-дацит-риолитовые) или реже контрастные (андезит-базальт-дацитовые) известково-щелочные серии с преобладанием пирокластического материала (70—80% суммарного объема вулканитов), указывающие на центральный тип извержения; гораздо реже имели место трещинные излияния. Общий объем вулканитов 200 000 км³.

Орогенный олигоцен-четвертичный вулканизм, проявленный в пределах всего Средиземноморского пояса, связан с замыканием в конце олигоцена наиболее поздних геосинклиальных прогибов; происходит складчатость и дифференциальные поднятия — сначала слабые, затем с конца миоцена — усиленные. В связи с этим в межгорных впадинах и краевых прогибах накапливаются молассы. В Кавказском секторе пояса позднекайнозойский вулканизм (Эльбрусская и Казбекская области и Малый Кавказ) был приурочен к Транскавказской структуре, совпадающей с полосой разуплотненной верхней мантии. Около 80% вулканических проявлений приурочены к жестким структурам, остальная часть — к эпигеосинклиальным горно-складчатым сооружениям. Устанавливается синхронность вулканизма и однократность максимального его проявления на всей территории Средиземноморского пояса в рассматриваемом отрезке времени.

Орогенный вулканизм Средиземноморского пояса имеет главным образом кремнекислотный, частично среднекремнекислотный характер, редко встречаются базальтовые вулканиты и весьма незначительно — щелочные породы. Плутониты играют весьма ограниченную роль. Андезит-дацит-риолитовые формации (тип Б-III) с лавами игнимбритов, туфов и различных пирокластолитов, среди которых базальты играют весьма незначительную роль, развиты в следующих вулканических областях, провинциях и субпровинциях: Эльбрусская, Иранская, Афгано-Белуджистанская, Центрально-Анатолийская, Эгейская, Паннонская, Карпато-Динаридская, Альпийская, Тосканская, Липарская, Сардино-Пантеллерийская и Северо-Атласская.

Подчиненую роль играют андезит-базальтовые формации (тип Б-III). Они встречаются в следующих вулканических областях и провинциях: Эльбрусская, Армянского нагорья, Иранская, Афгано-Белуджистанская, Восточно-Сицилийская, Центрально-Тирренская и Альборанская.

В Эгейской вулканической провинции, приуроченной к северному краю Адриатической плиты, в эоцен-плиоцене извергались контрастные серии пород — базальты, щелочные базальты и риолиты (подчиненные). В Восточно-Сицилийской области в районах Этны и Ибсса со среднего триаса, вплоть до плейстоцена, изливались базальты и тефриты. Последние извергались также в Понтийской вулканической области. Лимбургиты изливались в Бетийской области. В Римско-Неаполитанской области в четвертичное время происходили неоднократные извержения калиевых (средиземноморских) вулканитов с развитием игнимбритов [28, 49].

В Средиземноморском поясе интрузивные образования отмечаются в следующих пунктах: Армянское нагорье (гранитоиды), Минераловодческий район (гранит-порфиры и граносиенит-порфиры), Альпийская вулка-

ническая провинция (тоналиты), Тирренская вулканическая провинция, Драва-Инсубрийская область (гранитоиды).

Рассмотренные выше ассоциации вулканитов в общем отвечают вулканическим ассоциациям, выделенным другими исследователями для Японии, юго-восточной части Тихого океана и Исландии. Однако последние включают и некоторые другие ассоциации вулканитов. Как известно, Ак. Миасиро [91, 92] в звгеосинклиналях выделяет две парные серии метаморфитов. Первая из них — это метаморфиты низких давлений, которые расположены на континентальной стороне, отвечающие вулканическим поясам островных дуг и активным континентальным окраинам. Вторая серия глаукофановосланцевая. В собственно геосинклинальную стадию им сопутствует преимущественно андезитовый вулканизм, а в орогенную — гранитоидный плутонизм и извержения риолитов, дацитов и андезитов (гавайитов, муджиеритов). Для этой стадии выделяются три серии вулканитов, которые могут быть сведены в следующие формации: дацит-исландит-базальтовую, риолит-дацит-андезитовую, трахит-муджиерит-гавайит-щелочно-оливин-базальтовую (натровый ряд), латит-шошонитовую (шошонитовый ряд, порой включающий лейцитсодержащие породы). В целом для островодужного вулканизма намечаются формации (формационные типы), приведенные в классификации.

Офиолитовая ассоциация (ультрамафиты, толеитовые базальты, глубоководные кремнистые отложения — радиоляриты, яшмы) является, как известно, типичной для звгеосинклиналей, заложенных на океанической коре. Глубина прогиба измеряется несколькими километрами, о чем свидетельствует характер осадков.

Следует отметить, что всестороннее изучение магматизма Грузии и Кавказа в целом еще в 1947 г. позволило нам развитие процессов вулканизма и плутонизма объяснить с позиции подкоровых течений на фоне тектонического развития области. Отмечалось, что в результате расширения базальтовой постели должны возникнуть магматические токи, которые во время своего движения увлекут с собой плавающие на них континентальные массивы, которые будут перемещаться к областям погружения и складкообразования (зона субдукции, по современным понятиям) и собирать их в складки. Это перемещение будет иметь характер толчков (имеются в виду отдельные импульсы орофаз), так как, по-видимому, накопление энергии происходит периодически [18, с. 326].

Эти представления никакой реакции не вызвали, мобилизм был сдан в архив. В настоящее время в результате коренной переоценки первоначальных представлений неомобилистическая гипотеза (тектоника плит) в целом вылилась в прогрессивную схему глобальной геотектоники, хотя многие аспекты этой гипотезы все еще являются дискуссионными.

Звгеосинклинальные вулканогенно-осадочные породы, отвечающие активным окраинам континентов, испытывают высокотемпературный региональный метаморфизм низких давлений. Для них характерны базальтовый и андезитовый вулканизм (покровы, пирокластолиты, силлы, жилы — магмоподводящие каналы) и гранитоидный плутонизм. Вулканогенно-осадочные породы, обращенные к океану и отвечающие глубоководным желобам, подвергаются региональному метаморфизму высоких давлений. Здесь изливаются толеитовые базальты и тектонически выжимаются ультрамафиты. Метаморфиты этих двух типов, а также переходный тип умеренных давлений порой встречаются рядом, реже сменяют друг друга.

В районе Санбагава (о-в Сикоку) слои базитовых сланцев (преобразованные пирокластолиты) порой на протяжении многих километров согласно переслаиваются с глинистыми сланцами. Ультрамафиты (серпентиниты)

обычно залегают поблизости от мафитовых сланцев в виде обособленных масс. В массивах, сложенных в основном из мафитов и ультрамафитов, стратифицированность не наблюдается. Такой тип офиолитов Ак. Миасиро [92] называет нестратифицированными офиолитами.

Другой тип офиолитов описан в массиве Тродос на Кипре и комплексе Вуринос в Греции. Офиолиты залегают в неметаморфизованной части альпийского региона, которая, возможно, представляет собой базальтовые вулканы древних островных дуг. Здесь устанавливается более или менее правильная расслоенность снизу вверх: ультрамафиты, габбро, базальты. Этот тип Ак. Миасиро [92] называет стратифицированными офиолитами.

Ультрамафитовые составляющие офиолитового комплекса представлены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и верлитами. Они хромитосны. Железистость альпинотипных: ультрамафитов фанерозоя низкая, она колеблется в пределах 9—10%. Железистость ультрамафитов раннего докембрия повышенная. Обычной является серпентизация этих горных пород с образованием серпентизированных дунитов и периодитов либо серпентинитов. Серпентинизация нередко проявляется в тесной связи с натриевым метасоматизмом (глаукофановым). Последний описан в францисканской формации на о-ве Ангеле в заливе Сан-Франциско и других местах.

Собственно геосинклиальная стадия миогеосинклинали характеризуется отсутствием или слабым, обычно кремнекислотным проявлением инициального вулканизма и выпадением офиолитового комплекса горных пород (тип А-1). На этой стадии может образоваться андезит-риолит-дацитовая либо базальт-андезит-дацитовая формация. В отличие от эвгеосинклинали здесь осадконакопление происходит в условиях компенсации прогибания. Вначале накапливается нижнетерригенная песчано-аргиллитовая формация, которая в случае проявления низкотемпературного метаморфизма преобразуется в метапесчано-(граувакко)-глинисто-сланцевую (аспидно-сланцевую) формацию. Она с течением времени уступает место мелководной известняковой формации, которая может и отсутствовать.

Если миогеосинклиаль находит в соседстве с эвгеосинклиалью, она занимает периферическое положение. Примером может служить Аппалачская миогеосинклиаль средне- и позднепалеозойского возраста, расположенная между эвгеосинклиалью на востоке и платформой на западе. Уральская миогеосинклиаль, как известно, находится на западном склоне Урала между Восточно-Европейской платформой и эвгеосинклиалью восточного склона Урала. Ранняя орогенная стадия миогеосинклинали в целом аналогична таковой эвгеосинклинали. Здесь также происходит частичная инверсия (складчатость), региональный метаморфизм, гранитообразование плагиогранитовой и гранитовой формации, а на позднеорогенной стадии порой проявляется вулканизм андезит-дацит-риолитовой формации.

На срединных массивах, которые всегда сильно разбиты разломами, порой проявляется интенсивный магматизм — эффузивный и интрузивный. Состав магматитов разнообразный — как известково-щелочной, так и щелочной (базальты, андезиты, трахиты, тешениты, фонолиты и др.). Отвечающие им формационные типы следующие: андезит-базальтовый, щелочно-оливин-базальт-трахитовый, фонолит-тешенит-трахибазальтовый и др. (тип А-1).

Наблюдаемые иногда в срединных массивах на краю с геосинклиальями гранитоидные интрузии связаны с развитием последних, поэтому они получили название телеорогенных гранитоидов [21, 97, 98]. Они, в частности, описаны в Дзирульском выступе Закавказского срединного массива [13, 14]. В раннеорогенную стадию развития с рядом расположенной геосинклиалью в срединных массивах могут образоваться различные интрузивы:

кварцевые монцитоны, плагиограниты, граниты, гранодиориты, сиениты и др. (тип Б-1). В связи с наступлением позднеорогенной стадии в соседней геосинклинали внутри некоторых срединных массивов могут извергаться кремнекислотные лавы и их пирокластолиты (тип Б-III).

Ниже приводится обобщенная классификация эндогенных формаций (формационных типов) подвижных областей для различных стадий их развития.

А-I — Раннесобственногеосинклиальная (подводно-вулканическая):

ультрамафитовая;

мафит-ультрамафитовая;

толеит-базальт-долеритовая;

базальтовая-осадочно-туфобрекчиево-туфоконгломератовая;

габбро-долеритовая (силловая, субвулканическая);

базальт-андезитовая (-риолитовая);

базальт-андезит-дацит-риолитовая;

андезит-базальт-дацитовая и риолит-андезитовая (для наложенных геосинклиналей и сиалических геосинклиналей — миогеосинклиналей);

андезит-дацитовая-вулканогенно-осадочно-туфобрекчиевая, щелочно-оливин-трахибазальтовая, тешенит-трахибазальтовая и др. (для сиалических геосинклиналей и срединных массивов).

А-II — Позднесобственногеосинклиальная (подводно-вулканическая, эмбриональноорогенная):

базальтовая-вулканогенно-песчано (-граувакко)-глинисто-сланцевая (аспидно-сланцевая);

зеленокаменная: вулканогенно-туфобрекчиево (-кремнисто)-осадочная (пелитовая), диабаз-порфирировая, спилит-диабаз-порфирировая, спилит-кератофировая, габбро-диабаз-порфирировая, габбро-диабазовая, периодит-габбро-диабазовая и др. (силловая, дайковая, интрузивная).

Б-I — Раннеорогенная (ранняя стадия конвергенции плит, возникновение геодинамических обстановок в активной континентальной окраине или коллизии):

лавсонит-глаукофановосланцевая (для внешних поясов островных дуг и активных окраин континентальных плит);

фемическая прогрессивно-регионально-метаморфитовая (для внутренних поясов островных дуг): кристаллосланцевая, гнейсовая (габбро-гнейсовая, диорит-гнейсовая и др.), мигматитовая, амфиболитовая и др.;

сиалическая прогрессивно-регионально-метаморфитовая: кристаллосланцевая (метапелитовая, метатерригенная), гнейсовая (гранито-гнейсовая, плагиогранито-гнейсовая и др.), мигматитовая и др.;

габбро (-диорит) -плагиогранитовая;

кварц-монцитонит-сиенитовая;

мафит-ультрамафитовая и сиенит-габбровая (для расслоенных интрузивов);

базальт (-долерит) -андезитовая;

базальт-риолитовая;

базальт-андезит-дацит-риолитовая.

Б-II — Зрелоорогенная (поздняя стадия конвергенции плит, см. Б-I):

регрессивно-регионально-метаморфитовая;

габбро (-диорит) -гранитовая;

гранитовая и гранодиоритовая;

базальт-андезитовая;

андезитовая;

андезит-риолитовая;
базальт-андезит-дацит-риолитовая.
Б-III — Завершающеорогенная, или позднеорогенная
(завершающая стадия конвергенции плит, см. Б-I и Б-II):
базальтовая;
андезит (-дацит)-базальтовая;
андезитовая;
(базальт-) андезит-дацит-риолитовая;
(базальт-) трахибазальт-трахиандезитовая;
габбро-диабаз-гранитоидная (гипабиссальная, субвулканическая);
сиенит-габбровая;
гранитовая.

О СВЯЗИ ЭНДОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ С ЭНДОГЕННЫМИ ФОРМАЦИЯМИ ГОРНЫХ ПОРОД

Связь оруденения с формациями эндогенных пород намечается уже с раннего докембрия, учитывая, что формации различных пород в свою очередь связаны с различными крупными геоструктурами и различными стадиями их развития. Одной из наиболее типичных руд для катархея и раннего архея (возраст > 3500 млн. лет) являются небольшие залежи железных руд, обычно залегающих в метавулканогенно-метакварцитово-й и кварцитовой формациях. На Дальнем Востоке СССР известны пластовые залежи амфибол-пироксен-гематитовых, кварц-магнетитовых, изредка кварц-магнетит-гематитовых руд. В графитовых сланцах фиксируются линзы графита и сульфидоносные пропластики с повышенной золотоносностью и медоносностью [31].

Среди древнейших формаций железистых кварцитов в парагенезе с чарнокитами (пироксеновыми гнейсами), кристаллосланцами, амфиболитами следует назвать серию Кануну на Гвианском щите (гиперстен-гнейсово-мигматитовая формация). Сходная ассоциация пород описана Н.А. Березиным и О.Б. Гинтовым в бугской серии основания на Украинском щите [71].

В верхнеархейской серии Иматака на Гвианском щите известны крупные месторождения железистых кварцитов Венесуэлы. Серия сложена офиолитами, доломитами и кварцитами (терригенно-кварцитовая формация), содержащими гематит-магнетитовые руды, местами наблюдаются родонит-спессартиновые гондитовые породы.

В верхнем архее Русской платформы с породами гранулитовой и амфиболитовой фации (гиперстен-гнейсово-мигматитовая формация — исходная), подвергшимися в проторогенную стадию регрессивному метаморфизму с образованием зеленокаменных поясов (метавулканогенно-кварцитовая формация), связаны железистые кварциты, никель и другие полезные ископаемые. Опять-таки в проторогенную стадию протогеосинклинали развиваются зонально построенные фациальные серии пород зеленосланцевой и амфиболитовой фации, в связи с чем образуются месторождения Cu, Rb, Zn, Ni и др. [3]. С раннедокембрийской мафит-ультрамафитовой формацией (протоофиолиты) связаны Ti, Ni, Co и Cr.

Как отмечалось, породы тоналит-трондземитовой формации обогащены элементами группы железа, стронция и редкоземельными элементами.

Для протоплатформенно-протогеосинклиналиного этапа развития литосферы характерны различные руды. Они приурочены к определенным ассоциациям пород.

Магнетитовые кварциты на Украинском щите (побужские и тикичские образования) приурочены к конкретным породным ассоциациям, выделенным под названием железорудно-гнейсовой и железорудно-гнейсо-амфиболитовой формаций [53]. Аналогичные породные ассоциации описаны в дальдинской серии Анабарского кристаллического массива. Крупнейшие месторождения железа на ряде щитов связаны с джеспилитовой формацией.

В прогибе, заложенном на Украинском щите (Криворожье), развиты раннепротерозойские метасадки (формация железистых кварцитов), аналоги которых продолжают до Орехово-Павлоградской зоны разломов [71]. Образования, несущие крупные концентрации железных руд, прослеживаются в субмеридиональном направлении на сотни километров от Кривого Рога до Кременчуга на Днестре.

По обоим бортам долины р. Южный Буг между с. Хашеватое и г. Завалье (Украинский щит) вскрыта толща, сложенная гранатовыми и гиперстеновыми гнейсами, переслаиваемыми мафитовыми кристаллосланцами; в подчиненном количестве присутствуют кварциты, гранулиты, силлиманит и магнетитсодержащие породы.

Исключительно с гранулитовой ступенью метаморфизма связаны проявления графита. Промышленная концентрация графита приурочена только к определенным сообществам пород (кондалитовая формация) — завальевская и темрюкская свиты, отвечающие собственно побужскому и приазовскому комплексам пород. Близкая ассоциация пород известна на Алдано-Витимском щите в нимгарочугинской (иенгрский комплекс) и в кюриканской и сутамской свитах (тимптоно-желтулинский комплекс). В указанных образованиях развита одинаковая ассоциация пород — высокоглиноземистые гнейсы, мраморы (кальцифиры) с переменным содержанием амфиболитов и подчиненным кварцитам.

Различные полезные ископаемые докембрия связаны с определенными породными ассоциациями. Например, глиноземистое сырье на Балтийском щите (серия кейв, чупинская свита беломорской серии), апатиты (слюдянская серия Прибайкалья), свинец и цинк (Австралийский щит, серия Вильям) и др. [34].

На рассматриваемом этапе (Украинский и Воронежский массивы) образовались крупные концентрации сидерофильно-халькофильных руд (Ni, Cu, Pb, Zn) в связи с формированием мафит-ультрамафитовой формации, сменившейся исходно осадочно-вулканогенной формацией, позднее испытавших метаморфизм в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Магматогенного происхождения медно-никелевые и колчеданные месторождения Кольского полуострова в Карелии (2200—2000 млн. лет) и осадочно-вулканогенного — комплексные медно-кобальтовые, свинцово-цинковые месторождения (2100 млн. лет) Финляндии [3].

На Дальнем Востоке СССР в связи с формированием в верхнем архее анортозитов и габбро (габбро-анортозитовая формация) в Становой протоскладчатой зоне и в примыкающих к ней частях Алданского щита в нижнеархейских толщах образовались апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды и сульфиды Fe, Cu, Ni, а также бораты.

С мафитовыми и ультрамафитовыми интрузиями верхнего архея связана Ti, Cu, Ni, Co и Cr минерализация. Промышленное значение имеют верхнеархейские (2600—3000 млн. лет) железистые кварциты олекминской серии (формации железистых кварцитов), развитой в западной части Алданского щита. В результате метаморфизма терригенных толщ образовались породы с промышленными скоплениями графита, силлиманита и дистена. Известны здесь также концентрации Mn и P. Ультраметаморфизм обусловил возникновение магнетитовых руд и редкометальное проявление. К ультрамафит-

мафит-анортозитовой формации приурочены железные, железо-титановые, медные, апатитовые, боратовые, кобальтовые, никелевые и другие руды. Генетическую и пространственную связь с древнестановыми гранитоидами (гранитоидная формация) проявляют пегматиты с мусковитом и минералы редких металлов [31].

В отношении связи магматизма и рудообразования интересными являются также коматииты, входящие в состав зеленокаменных поясов (зеленокаменная коматиит-толеит-базальтовая формация). Коматииты Западной Австралии и Канадского щита несут промышленное оруденение сульфидного никеля, что позволяет считать перспективными на этот металл аналогичные образования Советского Союза.

Породы офиолитовой ассоциации (мафит-ультрамафитовая формация, входящая в состав офиолитовой ассоциации) рассматриваемого этапа в отношении рудной минерализации являются всюду одинаковыми. Свойственными для них являются оруденения Fe, Ni, Co и Cr.

Металлогения различных докембрийских расслоенных интрузивов характеризуется содержанием следующих металлов [50]: Стиллоутер (Cr), Фритауи (Ti), Великая Дайка (Mgt), Бушвельд (Cu-Ni), Ситтампунди (Pt), Джимберлейк (Au), Маскоккс (Cr), Тете (Cu-Ni), Садбери (Cu-Ni), Микамау (Mgt), Кунене (Ilm), Циганский плутон (Cu), Гремяха-Вырмес (Mgt), Елет-озеро (Ilm, TR).

По Н.Л. Добрецову [12], связь рудоносности с определенными метаморфическими формациями выражена следующим образом: кондалитовая — силлиманит, графит ± хрусталь, редкие земли; рудная ассоциация — силлиманит-графит, TR — пегматиты (Украина, Шри-Ланка, Индия, Австралия), карбонатно-гранулитовая — флогопит, шпинель, лазурит, магний; рудная ассоциация — флогопитовая магнезиальных скарнов (Алдан, Мадагаскар, Юго-Западный Памир), карбонатно-гранулитовая диафорированная — железо, бор; рудная ассоциация — глубинных кальциевых скарнов (Алдан, Канада), железисто-гнейсовая-железо; рудная ассоциация-пироксен-магнетитовая, джеспилитовая-железо; рудная ассоциация — гематит-магнетитовая, амфибол-магнетитовая (КМА, Криворожье), гондитовая и кварцит-углистофиллитовая-марганец, железо; рудная ассоциация — спесартин-окисная, золото-кварцевая (Индия, Узбекистан, Бодайбо), зональная андалузит-филлитово-гнейсовая — керамическое сырье, бериллий, молибден и литий, медь ± никель, свинец и цинк ± никель; рудная ассоциация соответственно керамических и редкоземельных пегматитов, кордиерит-антфиллит-медно-колчеданная и гематит-сфалерит-пикритовая (Забайкалье и Карелия, Финляндия, Швеция и Родезия), зональная дистен-филлитово-гнейсовая-мусковит, свинец, цинк ± медь; рудная ассоциация соответственно — мусковитовых пегматитов и полиметаллическая (Мамский район, Северное Прибайкалье).

Е.П. Миронюк [51] в раннедокембрийских (архейских) подвижных областях (протогеосинклиналях. — Г.3.) Сибири выделяет следующие регионально-метаморфические (метаморфитовые. — Г.3.) формации: кварцитовую (кварцит с содержанием кремнезема > 90%, силлиманита много), кварцит-силлиманит-гнейсовую (с большой концентрацией силлиманита), силлиманит-гранат-гнейсовую (силлиманита до 20%, графита до 10–15%, флогопит, диопсид, мрамор), мрамор-амфибол-сланцевую (графит, мрамор кальцитовый и доломитовый, магнетит, диопсид, флогопит, волластонит, турмалин, бороносный метасоматит), кварцито-мраморную (мрамор, силлиманит, апатитовые кварциты, лазурит; мрамор-гиперстен-гнейсовую (графит, мрамор, силлиманит), мрамор-гранат-гнейсовую (мрамор, графит, силлиманит, флогопит, апатит), магнетит-кварцитовую (магнетит, ильме-

нит, пирит до 40%, антофиллит, асбест, тальк), гиперстен-гранитогнейсовую (силлиманит, графит, кварцит) и магнетит-кварцитовую (магнетит).

Данный раздел не претендует на освещение связи твердых полезных ископаемых со всеми формациями эндогенных пород платформенно-геосинклинального этапа. Она всесторонне освещена в многочисленных специальных статьях и монографиях. В частности, она подробно рассмотрена в капитальном труде под редакцией Д.В. Рундквиста [30].

Рудообразование на платформах связано с их активизацией (с процессом, предшествующим и сопутствующим рифтогенезу). Связанные с континентальным рифтообразованием и магматизмом месторождения полезных ископаемых по сравнению с месторождениями, приуроченными к геосинклиналям (конвергенцией плит), играют меньшую роль, однако они нередко представляют значительный практический интерес.

Из явно протерозойских месторождений, связанных с рифтовыми базальтами и залегающими в мощных осадочных породах, следует упомянуть свинцово-цинковое месторождение Салливан в Британской Колумбии и месторождения свинца, цинка и меди горы Иза (Квинсленд — Австралия). Обширные железорудные месторождения хребта Хомерсли (Западная Австралия), видимо, связаны также рифтогенезом. На продолжении рифтообразующей рифтовой зоны Великой дайки Зимбабве образовались Бушвельдский и близко к нему расположенный карбонатитовый (Палабор) комплексы пород, обогащенные медью.

Более поздние месторождения связаны расчленением материка Пангея, произошедшим в интервале времени 1200—1000 млн. лет назад с проявлением мафитового вулканизма. К рифтам этого периода приурочены медные месторождения Кивинаван (района р. Коппермайн) оз. Сил (Канада), Белт (запад США) и Дактаун (Теннесси). В Африке образовались крупные медные месторождения.

С мезозойским рифтом Лимпопо связаны крупные медные месторождения (рудноносные брекчированные трубки) Мессина в северной части Южной Африки. Флюидные включения и данные по стабильным изотопам показали, что эти месторождения возникли в результате циркуляции вод, извлекающих медь из базальтов Карру. В пределах пермского рифта Осло (Конгсберг) известны крупные месторождения серебра и мелкие молибдена. В зоне верхнепалеозойского рифта, протягивающегося от Каспийского моря (Днепро-Донецкий авлакоген) через Судеты, Гарц и Рейнский массив до Юго-Западной Англии, расположены многочисленные полиметаллические месторождения массивных сульфидных руд, крупными из которых являются Раммельсберг, Мегген и месторождения юго-западной части Пиренейского полуострова. Жильное месторождение цинка, свинца и меди, связанное с рифтогенезом (тип Миссисипи), образует 400-километровый рудный пояс в тропе Бенуэ.

Флюоритовые месторождения приурочены к рифтам, проявляющим активность и в настоящее время. Примерами могут служить рифты Восточно-Африканский и Рио-Гранде [Континентальные рифты, 1981, с. 48—50].

На Русской платформе образовалась сложная сидерофильно-литофильная ассоциация полезных ископаемых — Fe, Ti, P (апатит), глинозем (нефелин), редкие металлы, связанные с длительным магматизмом, мафитового, щелочно-мафитового и щелочного состава, отвечающие соответствующим магматическим формациям. Обширный рудогенез происходит в интервале времени 1800—1600 и 500—400 млн. лет. В это время возникли железо-полиметаллические, железо-фосфорные, нефелин-апатитовые и флогопитовые месторождения (Кольский полуостров) и титановые и фосфорные месторождения (Украинский щит).

В авлакогенах Русской платформы (Днепровско-Донецкий, Днестровский, Московский, Среднерусский и др.) на протяжении длительного времени (1000—900, 600—200 млн. лет) проявилась ассоциация Pb, Zn, Hg, флюорит, аметист (гидротермальный). Во всех случаях устанавливается четкая генетическая либо парагенетическая, нередко пространственная связь процессов эндогенной минерализации с определенными эндогенными формациями: вулканическими, осадочно-вулканическими, плутоническими, метаморфическими [3].

Различные расслоенные интрузии позднего докембрия обнаруживают следующую минерализацию: Довырженский (Cu, Ni), Лукинда, Луча и др. (Mgt), Дулут (Mgt), Киглапейт (Ilm), Вичита (Cu), Илимауссак (Ap), Грэннедал-Ика (TR).

С фанерозойскими расслоенными интрузиями (дунит-перидотит-ийолит — карбонатная формация) Таймыро-Тунгусского района связаны апатит, железо, флогопит, с габбро-диоритами — железо и сиенитами — полиметаллы и ртуть. С посттрапповыми вулканическими и субвулканическими (дайки, силлы) формациями (щелочные базальты, меймечиты, трахиандезит-базальты, андезит-трахиты, дацит-риолиты) парагенетически связаны колчеданная, сидеритовая и флюоритовая минерализации [56, с. 192—193].

В том же Таймыро-Тунгусском районе к различным породам трапповой формации приурочены различные полезные ископаемые. К толеит-базальтам приурочены гидротермальные медно-цеолитовые месторождения и магнетитовые — к трубкам взрыва. Пикрит-базальты несут никель, а трахибазальты — титан. Аналогичные по составу нерасслоенные интрузивные формации практически нерудоносны, а с расслоенными интрузивными формациями связаны определенные месторождения. С габбро-долеритовой формацией связаны Cu и Cu—Ni, с пикрит-габбровой и перидотит-эссексит-габбровой — Cu—Ni.

С гранитами рапакиви второй фазы Салминского массива (Карелия — Балтийский щит) связано Кительское оловянное месторождение. В геологическом строении рудного поля, кроме гранитов второй фазы, участвуют породы Ладожской и Сортавальской серии [57, с. 82—84]. Оруденение приурочено к контактово-реакционным известковистым скарнам. Выделяются два пластообразных рудных тела. В первом из них распределение олова неравномерное. Во втором рудном теле входят оловянно-цинковые и цинковые руды.

Установлены два типа оловянных руд: гранат-магнетит-пироксен-скарновый с амфиболом и без амфибола (преобладает) и кварц-полевошпатовый-метасоматический, образованный по пироксен-гранатовым и пироксеновым скарнам. Главный минерал руд Кительского месторождения — касситерит. Другие минералы олова (стокезит, станнин, малайезит и экерит) содержатся в виде аксессуарных. В повышенных количествах присутствуют цинк (сфалерит), железо (магнетит) и медь (халькопирит).

Геосинклинальный магматизм и связанная с ними минерализация в различных их типах, как известно, проявляются различным образом. Г.А. Твалчрелидзе и Т.В. Джанелидзе [56, с. 255—257] выделяют три типа вулкано-генных геосинклиналей (эвгеосинклиналей). Первый тип называют уральским. Эти геосинклинали заложены на океанической коре и являются аналогами внешних островных дуг. Второй тип — малокавказский и рудноалтайский. Они заложены на континентальной коре и аналогичны внутренним островным дугам. Третий тип, большекавказский — глинистосланцевый (аспидно-сланцевый, черносланцевый) — представляет аналоги краевых морей и развивается на континентальной коре. Они на собственно геосинклинальной стадии проявляют вулканизм разного состава с различной ин-

тенсивностью, им сопутствуют колчеданные месторождения. В уральском типе геосинклиналей с контрастно-дифференцированными базальт-риолитовыми формациями связаны гидротермально-метасоматические месторождения медно-цинково-колчеданных руд.

На позднегеосинклиальной (раннеорогенной. — Г.З.) стадии развития геосинклиналей уральского типа происходит становление габбро-плагиогранитовой и диорит-граносиенитовой формаций, с которыми связаны скарново-магнетитовые, скарново-медные и жильные золотополиметаллические месторождения.

В малокавказском типе на собственно геосинклиальной стадии сформировалась гомодромная базальт-андезит-дацит риолитовая формация, в парагенетической связи с которой образовались гидротермально-метасоматические медно-цинково-колчеданные и золото-барит-полиметаллические месторождения. В рудноалтайском типе геосинклиналей в отличие от малокавказского в вулканах отмечается несколько повышенное содержание калия и силиция. С вулканизмом связаны месторождения вулканогенно-осадочные и гидротермальные колчеданно-полиметаллические.

Состав вулканизма большекавказской геосинклинали изменчив от кремнекислотного до мафитового. С последним обнаруживается связь гидротермальных колчеданно-полиметаллических и медно-пирротиновых месторождений.

Нижне- и среднеюрская вулканогенно-песчано-глинистосланцевая (аспидно-сланцевая, черносланцевая) формации Большого Кавказа стратиграфически в нижней полосе своего распространения обнаруживают метаморфизм в условиях аспидно-сланцевой фации. Именно в этой полосе развиты многочисленные дайки, силлы и туфы мафитовых вулканитов, испытавших зеленокаменный метаморфизм под воздействием восходящих постмагматических растворов и превратившихся в диабаз-порфириды. Медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические проявления и месторождения приурочены также к нижней полосе развития нижне- и среднеюрские глинисто-сланцевых отложений [22].

Интрузивный магматизм в большекавказском типе проявился в образовании гипабиссальных тел гранитовой и габбро-диапаз-гранитовой формации (тип Б-III). С ними связаны магнетитовая, жильная, полиметаллическая и золоторудная минерализации.

Наряду с охарактеризованными тремя типами вулканогенных геосинклиналей (звгеосинклиналей) распространены и такие их представители, которые на ранней стадии отвечают уральскому типу, а на последующей — малокавказскому. Примерами могут служить описанные выше Охотский пояс и Большой Кавказ в целом, включая и Гагрско-Джавскую тектоническую зону. В качестве другого примера можно привести Срединный и Южный Тянь-Шань [56, с. 203—204]. Здесь на океанической коре заложилась звгеосинклиналь (O—D) и в связи с проявлением базитового вулканизма образовались медно-колчеданные руды (уральский тип). В островодужной стадии (D₁) на коре переходного типа (коромантийная смесь) сформировалась риолитовая формация, в связи с которой в Учкулане образовалось стратиморфное свинцово-цинковое месторождение (малокавказский и рудноалтайский типы). Далее в наложенных геосинклинальных прогибах, расположенных на консолидированном основании (юго-западный Гиссар), проявился субмаринный кремнекислотный вулканизм риолитовой формации (C₁), вмещающей колчеданно-полиметаллическое месторождение. Развитие этого региона продолжалось до конца палеозоя, а местами (в Срединном Тянь-Шане) и в триасе. В начале карбона в Срединном и Южном Тянь-Шане проявился рифтовый вулканизм.

Формационный анализ экзогенных и эндогенных пород, как отмечалось, является детищем советской геологической науки. Ее определение, которое в целом согласуется с общепринятым, приводится в начале данной работы. Исторический обзор учения о формациях содержится в книге Г.М. Заридзе [21] и в статье Д.В. Рундквитса [30]. Следует отметить, что мы придерживаемся мнения о выделении (классификации) обобщенных (вулканических, терригенно-вулканических, вулкано-плутонических, плутонических, метаморфических, полигенетических) геологических формаций. Что касается рудных формаций, которые обычно выявляют явную связь с формациями горных пород, то правильнее, кажется нам, их непосредственное сопоставление с последними. Например, рудная формация, отвечающая дунит-пироксенит-габбровой формации в целом, может быть названа хромит-медно-никелево-железо-титановой с выделением следующих общих для горных пород и руд подформаций: дунит-гарцбургит-хромитовую, пироксенит-медно-никелевую и габбро-диорит-железо-титановую. В других случаях необходимость выделения подформации может отпасть. Примером могут служить следующие формации: лейкогранит-олово-вольфрамово-грейзеновая, лейкогранит-олово-вольфрамово-молибденовая, аляскит-редкометалльно-редкоземельная, плагиогранит-медно-золоторудная, гранит-щелочногранит-редкометалльная (ниобий-танталовая), рапакивигранит-оловянно-скарновая и др.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя вышеизложенные фактические материалы, следует отметить, что платформы, которые весьма длительное геологическое время являются атектоническими и амагматическими, в дальнейшем могут одновременно подвергнуться активизации. А.Д. Щеглов [75] отмечает, что "проблема активизированных областей земной коры в последние годы привлекает все более пристальное внимание исследователей. Ее значение возрастает буквально с каждым годом, при этом она начинает рассматриваться с различных позиций при участии специалистов разных школ и направлений".

Активизация платформ может начаться пологосводовыми поднятиями (Эфиопский рифт и др.) с возможным проявлением щелочного магматизма центрального типа и базальтовым вулканизмом. Продолжение процесса растяжения приводит к рифтогенезу.

Видимо, зарождающиеся в верхней мантии восходящие высокоподвижные потоки, устремляющиеся с гигантской энергией в направлении утоненной коры, достигают определенного рубежа своего восхождения вследствие сопротивления постепенно сформированной вытянутой на многие сотни километров куполовидной структуры, благодаря чему они начинают отклоняться от этого рубежа в противоположные стороны, что вызывает растяжение и раскалывание коры и образование протяженных (планетарных) разломов с выходом магмы на поверхность (предрифтовый вулканизм). Продолжением процесса является рифтообразование.

По данным Е.Е. Милановского, предрифтовый (дорифтовый) магматизм обычно проявляется в будущих эпиплатформенных рифтовых зонах. Сравнительно с магматизмом, происходящим в стадии рифтогенеза, он играет в количественном отношении подчиненную роль. Порой он на десятки и сотни миллионов лет опережает рифтогенез. Предрифтовый магматизм обычно имеет щелочной характер и выражен как в форме эффузивов, так и субвулканических, силловых, трубковых и дайковых тел. Последние, по-видимому, являются корнями денудированных вулканитов. Они сложены гранитами, щелочными сиенитами и чаще щелочными ультрамафитами, нередко с участием карбонатитов.

Активизация платформ может начаться также прогибанием, сопровождающимся возникновением разноглубинных разломов, обуславливающих подъем магмы. В начальной эмбриональной (предрифтовой) стадии прогибаний будущих рифтов может произойти вулканизм недифференцированных щелочных оливиновых базальтов, который все более усиливается в связи с рифтогенезом, приводящим к образованию грандиозных платобазальтовых (трапповых) полей. Этот вулканизм по своему положению в развитии тектономагматического цикла, подобен инициальному вулканизму эвгеосинклиналей [23, 24].

Излияние платобазальтов в предрифтовую стадию наблюдается в осадках нижнего яруса материковых рифтов (Байкальский и Эфиопский рифты). В Эфиопском и Кенийском сводово-вулканических рифтах сильный

и продолжительный наземный вулканизм начался еще до заложения рифта. Кроме того, связь платобазальтов с начальной стадией растяжения и рифтообразования установлена в следующих областях: в прогибе (с осадочным чехлом, возраст 1000 млн. лет) района оз. Вернего — Северо-Американская платформа, в Амазонской синеклизе (мезозой) — Южно-Американская платформа, в серии Бикон (юра) — Восточно-Антарктическая платформа, в синеклизе (ранний кембрий) Офисери Тасмании — Южно-Австралийский щит, в Тунгусской синеклизе (верхняя пермь—нижний триас) — Сибирская платформа и др.

Известны отклонения от приведенной закономерности. Например, мощное (1 000 000 км²) проявление платобазальтов произошло на поздней стадии (в начале мела) развития ранее возникшей синеклизы (Гвианско-Бразильский мегащит). Запоздалое проявление инициального мафитового вулканизма порой наблюдается и в эвгеосинклиналях. Кроме того, известны случаи, когда первое проявление вулканизма имеет кремнекислотный состав. Например, среднепротерозойский риолитовый вулканизм [1500 млн. лет] в блоке Гаулер (Австралийская платформа) связан с вулканогенно-молассовыми отложениями, резко несогласно перекрывающимися раннекембрийский фундамент.

В палеозое на платформах магматизм проявляется очень редко и по масштабу весьма незначительно. Он был связан с развитием рифтовых зон и по своему характеру порой близок к магматизму миогеосинклиналей. Примером может служить Днепровско-Донецкий авлакоген в девоне и грабен Осло в перми (щелочные базальтоиды, щелочные ультрамафиты), а также Воронежская антеклиза и Тиманская зона, в которых в девоне проявился локальный трапповый вулканизм.

Излияния щелочных трахитов (ромбен-порфиров) в грабене Осло, по-видимому, начались еще до заложения грабена и продолжались в процессе его становления. В южной части Кенийского рифта образовались предрифтовые щелочные и известково-щелочные вулканические формации.

В отдельных случаях вулканизм в рифтовых структурах имеет повторяющийся характер, т. е. после кратковременного проявления траппового вулканизма может произойти амагматическое развитие, а затем возобновление рифтогенеза и магматизма центрального типа.

Вышеизложенные материалы позволили наметить соответствующие предрифтовые формации.

Для континентальных (внутриконтинентальных) рифтовых зон характерны весьма разнообразные щелочные магматические формации, как эффузивные, так и интрузивные. Следует повторно упомянуть трещинные излияния щелочно-оливин-базальтовой магмы, которая, как отмечалось, проявляется более мощно в связи с рифтогенезом. В отдельных случаях щелочные оливиновые базальты изливаются из вулканических аппаратов центрального типа.

Платформенные щелочные породы на примере Западно-Африканской щелочной провинции изучены В.Г. Лазаренковым [32, 33], который в результате обобщения собственных исследований и литературных данных разработал их классификацию.

Одним из важных геологических признаков вулканитов является тип излияний (трещинный и центральный), что подразумевается в нашей систематике. В ней наименования формаций лаконичны, и поэтому они не отражают полный породный состав формаций. Например, для Эфиопских и Кенийских миоцен-плейстоценовых вулканитов с учетом указанных признаков получим следующие две пары формаций: Эфиопский рифт: базальт-трахит-муджиеритовая (трещинные) и пантеллерит-трахит-базанит-нефе-

линит-фонолитовая (центральные); Кенийский рифт: базальт-риолит-трахит-фонолитовая (трещинные) и базальт-трахит-фонолит-карбонатитовая (центральные).

Для Рейнского грабена будем иметь формуацию оливиновых анкар-атрит-мелилит-нефелинитовую (дайково-жерловую), для Кайзерштуля-тералит-либбургит-нефелинит-фонолитовую (центральные) и мончикит-эссексит-тефрит-фонолит-карбонатитовую (субвулканическую).

Предложенная В.Г. Лазаренковым [33] систематика щелочных плутонических формаций нами включена в общую классификацию платформенных формаций.

Континентальные рифтовые зоны в определенной мере напоминают океанические. Однако существенная структурная разница между ними заключается в том, что в континентальных рифтовых зонах развиты рифтовые впадины, которые в срединно-океанических хребтах неоднократно появляются и исчезают, причем размеры повторно образованных впадин не постоянны.

В связи с океаническими рифтами необходимо отметить, что в последние годы мнения о месте и времени образования эвгеосинклиналей расходятся. Одни исследователи полагают, что они зарождаются в срединно-океанических хребтах, другие, что "эволюция срединно-океанических хребтов не идет по пути преобразования их в островные дуги и сходство строения коры и офиолитовых комплексов складчатых областей не дает основания считать срединные хребты эвгеосинклиналями" [9, с. 222].

Разница в магматизме между континентальными и океаническими рифтовыми зонами существенная. В первых из них магматизм имеет преимущественно щелочной характер, в срединно-океанических хребтах он в основном известково-щелочной.

Абстрактные магматические формации (формационные типы) для предрифтовых платформенных, эпиплатформенных континентальных (внутриконтинентальных и эпиорогенных) межконтинентальных и океанических рифтовых зон приводятся выше.

Изложенные выше материалы позволяют заключить, что особенностью начального этапа становления Земли является преимущественное развитие вулканических образований и весьма подчиненное — интрузивных (габбро-плагиогранитовая формация), что на протогеосинклинальной стадии среди вулканитов заметную роль играли ультрамафиты, перемежающиеся с мафитами, впоследствии претерпевшими региональный метаморфизм с образованием обширных зеленокаменных поясов, что на раннеорогенной (соскладчатой) стадии развития этих геосинклиналей формировались плагиограниты, а на позднеорогенной (мегантклинальной) стадии — мироклиновые граниты, что на мегантиклинальной стадии наряду с мафитами извергались относительно более кремнекислотные лавы (андезиты), которые впоследствии подверглись зеленокаменному преобразованию (палеотипизации).

Фактические материалы и основанные на них общие схемы развития магматизма северных материков, в том числе наиболее подробно изученных — Европы и Северной Америки, не во всех случаях согласуются с таковыми южных материков. В частности, после выхода монографии И.В. Лучицкого [40] выяснилось, что многие гранитоидные интрузии южных материков синхронны с вулканическими образованиями, составляющими вулcano-плутонические формации. Однако нельзя отрицать наличие геологически хорошо датированных гранитоидных интрузий, сформированных в геосинклиналях в стадии их складчатости (орогенеза), а на материале Большого Кавказа, Охотского пояса и других можно ут-

верждать, что существуют два возрастных типа гранитоидов — раннеорогенные (соскладчатые) и позднеорогенные, значительно оторванные во времени от геосинклинального инициального вулканизма и друг от друга [21, 96]. Далее, не вызывает также сомнений, что, начиная с протогео-синклинального развития Земли, в раннеорогенную (соскладчатую) стадию формируются магматические гранитоиды плагиигранитовой формации, а в позднеорогенную стадию — гранитоиды гранитной формации. Кроме того, на примере Большого Кавказа устанавливается, что предплагиигранитовый метаморфизм низкого давления геосинклинальных образований относительно более низкотемпературный, нежели метаморфизм одновременный или почти одновременный с плагиигранитами (тип Б-1). Регрессивный метаморфизм обычно происходит в связи с развитием позднеорогенных метасоматических гранитоидов (гранодиоритов, гранитов). Метасоматоз широко проявлен в конце герцинского цикла Большого Кавказа и во многих герцинских кристаллических фундаментах (в выступлениях Закавказского срединного массива, Украинском, Родопском и Чешском массивах и др.) и весьма слабо — в альпийском цикле. С другой стороны, в отличие от Большого Кавказа на Малом Кавказе метасоматоз осуществляется в миоплиоценовом Мегри-Ордубадском гранитоидном плутоне.

Таким образом, несмотря на наличие собственного "лица" у отдельных подвижных поясов в проявлении вулканизма и эндогенных процессов в целом, безусловно имеются общие закономерности в их развитии, позволившие нам выделить геосинклинальные эндогенные формации.

При изучении магматизма в связи с тектоникой Кавказа [25] мы за-дались вопросом, почему вулканическая активность, которая в собственно геосинклинальной стадии связана с нисходящим движением (растяжением) земной коры, в орогенную стадию происходит в связи со сжатием. Анализ показал, что орогенный вулканизм связан с некоторыми паузами в процессе сжатия, т. е. с кратковременной остановкой растяжения в преобладающем процессе сжатия [18, с. 313]. В сороковых годах мы считали, что активность основной магмы во всех случаях происходит в момент растяжения. Если проанализировать рассмотренный выше фактический материал, то заключение о связи вулканизма любого состава с мгновенным в геологическом понимании процессом растяжения, сменяющим преобладающие усилия сжатия, станет правдоподобным. Например, в палеозое Большого Кавказа позднеорогенный вулканизм связан с временем образования грабенсинклинория и накоплением континентальных морских осадков. То же можно сказать о позднеорогенных вулканитах Новой Англии (Северо-Восточная Австралия), о верхнеюрском, верхне-меловом и плиоценовом щелочном вулканизме южного склона Большого Кавказа, происходящем соответственно в лагунных и континентальных морских бассейнах, кимериджском андезитовом орогенном вулканизме Арауканского пояса (Анды), связанном с накоплением грубообломочных континентальных серий Тордильо и Рио-Дамас, о кайнозойском орогенном вулканизме Средиземноморского пояса в Евразии в целом, тесно ассоциирующем с молассах. Наглядным примером рассматриваемого положения может служить и дислоцированная Цалкская базальтовая свита акчагыльского возраста в Юго-Восточной Грузии, образованная в условиях обширного озера [25]. Здесь определено видно, что вулканическая активность совершенно прекращается с началом процесса складчатости и возобновляется во время ее затухания. Явное несогласное залегание некоторых неогеновых формаций Большого Курильской гряды говорит о том, что вулканические извержения происходили во время перерыва импульсов складчатых деформаций и прекращались при их возобновлении.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович Г.Я., Шамес П.Н.* Докембрийские магматические формации Присаянья. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 65—70.
2. *Бельков И.В., Батиева Н.Д., Ветрин В.Р., Виноградов А.Н.* и др. Эволюция докембрийского кислого магматизма на ранних этапах становления континентальной коры. — В кн.: Докл. сов. геологов на 26-й сес. МГК: Петрология. М.: Наука, 1980, с. 92—104.
3. *Билибина Т.В., Титов В.К.* Эволюция процессов рудообразования в фундаменте Русской платформы. — В кн.: Докл. сов. геологов на 26-й сес. МГК: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 67—75.
4. *Богатиюков О.А., Богданова С.В., Марков М.С.* "Серые гнейсы" архея и магматизм ранних стадий становления континентальной земной коры. — В кн.: Докл. сов. геологов на 26-й сес. МГК: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 17—24.
5. *Барсуков В.Л.* Сравнительная планетология и ранняя история Земли. — Вестн. АН СССР, № 4, с. 42—55.
6. *Великославинский Д.А.* Новые данные о гранитах рапакиви Выборгского массива. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма: Тр. 1-й сес. Л.: Наука, 1974, с. 166—174.
7. *Войткевич Г.В.* Основы теории происхождения Земли. М.: Недра, 1979. 134 с.
8. *Гиларова М.А.* Вулканизм подвижных зон высокой проницаемости дорифейского докембрия Балтийского и Канадского щитов. — В кн.: Глобальные палеовулканические реконструкции: (Материалы 3-го Всесоюз. палеовулканол. симпоз.). Новосибирск: Наука, 1979, с. 86—95.
9. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
10. *Дзоцендзе Г.С.* Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1948. 407 с.
11. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна/ Г.В. Поляков, А.П. Кривенко, Д.М. Орлов и др. Новосибирск: Наука, 1974. 130 с. (Тр. ИГИГ СО АН СССР; Вып. 257).
12. *Добрецов Н.Л.* Принципы выделения и классификации метаморфических формаций и задачи формационных исследований. — В кн.: Метаморфические формации. Новосибирск: Наука, 1981, с. 6—19.
13. *Заридзе Г.М.* Хевская интрузия в Дзирульском массиве. — Бюл. Геол. ин-та Грузии, 1938, т. 4, вып. 1. 109 с.
14. *Заридзе Г.М.* Среднеюрский магматический цикл Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1944, т. 5, № 2, с. 147—154.
15. *Заридзе Г.М.* Два магматических цикла в палеогене Малого Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 1944, т. 5, № 4, с. 392—400.
16. *Заридзе Г.М.* Магматический цикл верхнего миоцена—плиоцена в Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1944, т. 5, № 6, с. 601—610.
17. *Заридзе Г.М.* Четвертичные магматические циклы в Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1944, т. 5, № 9, с. 885—894.
18. *Заридзе Г.М.* Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления. Тбилиси: Техника да шрома, 1947. 383 с.
19. *Заридзе Г.М.* О магматических и метаморфических формациях (на примере Кавказа). — Сов. геология, 1962, № 5, с. 33—46.
20. *Заридзе Г.М.* Типы эндогенных геологических формаций. Тбилиси: Ганатлеба, 1966. 72 с.
21. *Заридзе Г.М.* Эндогенные формации орогенных областей. М.: Недра, 1970. 307 с.
22. *Заридзе Г.М.* Медноколчеданная и полиметаллическая минерализация в связи с развитием магматизма на Кавказе. — Геология руд. месторождений, 1975, № 5, с. 47—52.
23. *Заридзе Г.М.* Эндогенные формации континентов и океанов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 2, с. 27—37.
24. *Заридзе Г.М.* Петрография магматических и метаморфических пород. М.: Недра, 1980. 421 с.

25. *Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф.* Петрография Цалкской лавовой свиты. — В кн.: Сб. трудов Ин-та геологии и минералогии АН ГССР. Тбилиси, 1951, с. 83—98.
26. *Заридзе Г.М., Шенгелия Д.М.* Магматизм и метаморфизм в палеозое Большого Кавказа в свете тектоники литосферных плит. — Геотектоника, 1978, № 4, с. 64—69.
27. *Континентальные рифты.* М.: Мир, 1981. 483 с.
28. *Короновский Н.В.* Кайнозойский вулканизм Средиземноморского пояса Евразии: Автореф. дис. ...-ра геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 1979. 37 с.
29. *Крестин Е.М.* Вулканогенные формации и ассоциирующие оруденения докембрия Курско-Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Глобальные палеовулканологические реконструкции: (Материалы 3-го Всесоюз. палеовулканол. симпози.). Новосибирск: Наука, 1979, с. 66—71.
30. *Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые.* Л.: Недра, 1978. 605 с.
31. *Кулиш Е.А.* Докембрийская минерализация Дальнего Востока СССР. — В кн.: Докл. сов. геологов на 26-й сес. МГК: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 76—81.
32. *Лазаренков В.Г.* К вопросу о классификации щелочных вулканических формаций и особенности их размещения. — Зап. ВМО, 1980, ч. 109, вып. 5, с. 555—565.
33. *Лазаренков В.Г.* Западно-Африканская щелочная провинция и вопросы формационного анализа щелочных пород: Автореф. дис. ...-ра геол.-минерал. наук. Л., 1980. 54 с.
34. *Лашманов В.И.* Формационные основы металлогенического анализа докембрийских комплексов. — В кн.: *Вопр. теории и практики исследования нижнего докембрия.* Львов: Вища школа, 1981, с. 54—68. (Сер. геол.; Вып. 7).
35. *Лебедев А.П.* К вопросу о генезисе Бушвельдского интрузивного комплекса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 5, с. 158—159.
36. *Левковский Р.З.* Геологическое строение и механизм формирования массива рапакиви северо-западной части Кольского полуострова. — В кн.: *Петрография докембрия Русской платформы.* Киев, Наук. думка, 1970, с. 135—143.
37. *Лихачев А.П.* О формировании Бушвельдского интрузивного комплекса и связанных с ним рудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 12, с. 50—65.
38. *Лобач-Жученко С.Б.* Древнейшие граниты Карелии — их геологическая и геохимическая эволюция. — В кн.: *Докл. сов. геологов на 26-й сес. МГК: Петрология.* М.: Наука, 1980, с. 92—194.
39. *Ломизе М.Г.* Арауканский вулканический пояс (Анды). — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 6, с. 1147—1150.
40. *Луцицкий И.В.* Древние вулканические области южных материков в Фанерозое. Новосибирск: Наука, 1978. 294 с.
41. *Мануйлова М.М., Срывцев Н.А.* Приморский комплекс гранитов рапакиви (Западное Прибайкалье). — В кн.: *Проблемы докембрийского магматизма.* Л.: Наука, 1974, с. 174—180.
42. *Марков М.С.* Ранние этапы развития земной коры. — В кн.: *Проблемы тектоники земной коры.* М.: Наука, 1981, с. 104—113.
43. *Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры: (На примере Курильской островной дуги). М.: Наука, 1967, 253 с.
44. *Масайтис В.Л.* Базальтовые магматические формации Сибирской платформы. — В кн.: *Проблемы магматической геологии.* Новосибирск: Наука, 1973, с. 159—170.
45. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 278 с.
46. *Милановский Е.Е.* Рифтовая зона Рио-Гранде в Северной Америке и ее тектоническая позиция. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 4, с. 3—17.
47. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
48. *Милановский Е.Е., Никишин А.М.* Некоторые основные закономерности строения и геологической эволюции планет земной группы в связи с их положением в солнечной системе. — Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 2, с. 420—424.
49. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 277 с.
50. *Михайлов Н.П., Шарков Е.В., Солодкович В.В.* Расслоенные стратиморфные интрузивные комплексы в тектоно-магматическом развитии земной коры. — В кн.: *Докл. сов. геологов на 26-й сес. МГК: Петрология.* М.: Наука, 1980, с. 104—119.
51. *Миронюк Е.П.* Рудоконтролирующее значение раннедокембрийских метаморфических формаций Сибири. — В кн.: *Метаморфические формации.* Новосибирск: Наука, 1981, с. 77—83.
52. *Наливкина Э.Б.* Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. — В кн.: *Докл. сов. геологов на 26-й сес.*

- МГК: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 28—33.
53. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации) (Е.М. Лазько, В.П. Кирилук, А.А. Сиворонов, Г.М. Яценко. Львов: Вища школа, 1975, 239 с.
 54. *Остроумова А.С., Ротман В.К., Александрова С.В.* и др. Сравнительный петрохимический анализ андезитовых серий в связи с проблемой реконструкции древних островных дуг. — В кн.: Глобальные палеовулканические реконструкции: (Материалы 3-го Всесоюз. палеовулканол. симпоз.). Новосибирск: Наука, 1976, с. 95—106.
 55. *Петров В.П.* Место и условия генезиса, кислых магм в геологической истории. — В кн.: Докл. сов. геологов на 26-й сес. МГК: Петрология. М.: Наука, 1980, с. 20—30.
 56. Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. VI Всесоюз. петрограф. совещ. (27—30 мая 1981). Л.: Наука, 1981. 349 с.
 57. Путеводитель геологической экскурсии по Южной Карелии: VI Всесоюз. петрограф. совещ. Л.: Недра, 1981. 111 с.
 58. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
 59. *Рингвуд А.Е.* Состав и происхождение Земли. М.: Наука, 1981. 112 с.
 60. *Салоп Л.И.* Переломный этап в геологическом развитии Земли на рубеже среднего и верхнего докембрия. — В кн.: Докл. сов. геологов на 26-й сессии МГК: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 138—144.
 61. *Свириденко В.Т.* Главнейшие особенности магматизма протоплатформ. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 59—61.
 62. *Сидоренко А.В., Теняков В.А., Сидоренко С.А.* О биогеологической природе процесса созидания и развития сиала земной коры. — В кн.: Докл. сов. геологов на 26-й сессии МГК: Докембрий. М.: Наука, 1980; с. 5—11.
 63. *Татришвили Н.Ф.* Обнаружение пород эклогитовой фаши на Северном Кавказе. — Сообщ. АН ГССР, 1969, т. 56, № 3, с. 601—604.
 64. *Татришвили Н.Ф.* Об открытии эклогитов на Большом Кавказе. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 4, с. 944—947.
 65. *Устиев Е.К.* Проблемы вулканизма—плутонизма: Вулкано—плутонические формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12, с. 3—31.
 66. *Фаворская М.А., Волчанская И.К., Курчатов А.М., Шилин Н.Л.* Анализ зональности состава продуктов магматизма при планетарных палеовулканогеологических реконструкциях. — В кн.: Глобальные палеовулканогеологические реконструкции: (Материалы 3-го Всесоюз. палеовулканол. симпоз.). Новосибирск: Наука, 1979, с. 71—80.
 67. *Федотов С.А.* Предисловие. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом Трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 3—5.
 68. *Фрондел Дж.* Минералогия Луны. М.: Мир, 1978. 333 с.
 69. *Хаин В.Е.* История геологического развития: Геология СССР. Северный Кавказ: Геол. описание. М.: Недра, 1968, с. 676—701.
 70. *Хаин В.Е.* Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 4, с. 63—80.
 71. *Ходак Ю.А.* О структурно-формационной типизации главнейших докембрийских железорудных толщ. — В кн.: Докл. сов. геологов на 26-й сес. МГК: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 81—86.
 72. *Чернышев Н.М., Египко О.И.* Специфические особенности некоторых магматогенных и ультраметагенных формаций докембрия Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 53—58.
 73. *Шкодинский В.С.* К проблеме происхождения чарнокитов: (На примере юго-западного Прибайкалья). — Геология и геофизика, 1969, № 10, с. 54—63.
 74. *Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П.* Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 72—79.
 75. *Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968. 179 с.
 76. *Эз В.В.* Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976. 157 с.
 77. *Эз В.В.* Роль эндогенных процессов в формировании структуры докембрийской коры континентов. — В кн.: Докл. сов. геологов на 26-й сес. МГК: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 118—122.
 78. *Ackermann H.* Vorwort zu dem Beitrag von G.M. Zaridze. — Acta Albertina Ratisbonensis. Regensburger Naturwissenschaften, 1980, Bd. 39/40, S. 25—26.
 79. *Barker F., Peterman L.E.* Bimodal tholeiitic — dacitic magmatism and

- early Precambrian crust. — *Precamb. Res.*, 1974, vol. 1, N 1, p. 1–12.
80. *Brinkmann R.* *Arbis der Geologie.* Stuttgart: Enke Verlag, 1977. Bd. 2. Historische Geologie, Neubearbeitet von Krömmelbein.
 81. *Cameron A.G.W.* Formation of the solar nebula. — *Icarus*, 1963, vol. 1, p. 339–342.
 82. *Cameron A.G.W.* Physical conditions in the primitive solar nebula. — In: *Meteorite research/Ed. P. Millman.* Dordrecht: Reidel, 1969, p. 7–15.
 83. *Cameron A.G.W.* Accumulation processes in the primitive solar nebula. — *Icarus*, 1973, vol. 18, p. 407–450.
 84. *Cameron A.G.W.* The origin and evolution of the solar system. — *Sci. Academican*, 1975, vol. 233, p. 32–41.
 85. *Cameron A.G.W., Pine M.R.* Numerical moduli of the primitive solar nebula. — *Icarus*, 1973, vol. 18, p. 377–406.
 86. *Collerson K.D., Freyer B.S.* Role of fluids in the formation of early continental crust. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1978, vol. 67, N 2, p. 163–167.
 87. *Euken A.* Physikalisch-chemische Betrachtungen über der früheste Entwicklungsgeschichte der Erde. — *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl.*, 1944, Bd. 1, S. 1–25.
 88. *Hess H.H.* Stillwater igneous complex. Montana: A quantitative mineralogical study. — *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 80, p. 230.
 89. *Jackson E.D.* Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the stillwater complex. Montana. — *U.S. Geol. Serv.*, 1961, Pap. 358, p. 1–106.
 90. *Mersden M.A.H.* The Devonian History of Northeastern Australia. — *J. Geol. Soc. Austr.*, 1972, vol. 19, Pt. 1, p. 125–162.
 91. *Miyaschiro Ak.* Pressure and temperature conditions tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism. — *Tectonophysics*, 1972, vol. 13, p. 141–159.
 92. *Miyashiro Ak.* Metamorphism and metamorphic belts. L.: George Allen and Unwin Ltd., 1973. 478 p.
 93. *Ringwood A.E.* Composition and petrology of the Earth's Mantle. N.Y.: McGraw-Hill, 1975. 618 p.
 94. *Turekian K., Clark S.P.* Inhomogeneous accumulation of the earth from the primitive solar nebula. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 6, p. 346–348.
 95. *Wager L.R., Brown G.M.* Lowered igneous rocks. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1968, XV. 588 p.
 96. *Zaridze G.M.* The manifestation of metamorphic processes in the development of the geosynclinal cycle. — *Geol. pr., GUDS. SAV Zpr.*, 1975, sv. 63, p. 173–178.
 97. *Zaridze G.M.* The geological-structural types of Granitoids. — *Can. J. Earth Sci.*, 1975, vol. 11, N 4, p. 595–598.
 98. *Zaridze G.M.* Formation of granitoids in relation to tectonic structure. Kystalinikum 11. — In: *Czeol. Ac. of Sci. Praha*, 1975, p. 115–122.
 99. *Zaridze G.M., Shengelia D.M.* Hercynian magmatism and metamorphism of the Great Caucasus in the light of plate tectonics. — *Bull. Soc. Geol. France*, 1978, t. 20, N 3, p. 355–359.
 100. *Zaridze G.M.* Endogene geologische Formationen der Kontinente und Ozeane. — *Acta Albetrina Ratisbonensia*, 1980, Bd. 39, S. 25–49.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	3
Введение	4
Формации главных этапов развития Земли	7
Формации протогеологического этапа	7
Формации протоплатформенно-протогеосинклинального этапа	18
Протоплатформенные формации	18
Протогеосинклинальные формации	23
Формации платформенно-геосинклинального этапа	28
Платформенные формации	28
Рифтовые формации	34
Континентальные формации	34
Эпиплатформенные формации	35
Эпиорогенные формации	41
Межконтинентальные формации	42
Океанические формации	43
Геосинклинальные формации	48
О связи эндогенных формаций полезных ископаемых с эндогенными формациями горных пород	62
Заключение	69
Литература	73

Георгий Михайлович З а р и д з е

**ГЛОБАЛЬНЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ
ФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТОВ
И ОКЕАНОВ И СВЯЗАННОЕ
С НИМИ ОРУДЕНЕНИЕ**

*Утверждено к печати
Геологическим институтом АН ГССР*

Редактор А.И.Кудашев

Художник Б.А.Сопин

Художественный редактор М.В.Версоцкая

Технический редактор О.В.Аредова

Корректор В.Н. Пчелкина

Набор осуществлен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27940

Подписано к печати 15.03.84 Т-00292
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 2
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 5,0. Усл.кр.-отт. 5,1. Уч.-изд.л. 6,4
Тираж 650 экз. Тип.зак. 1297
Цена 95 коп.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги:

Григорьев Н. А. Распределение бериллия на земной поверхности. 1984. 11 л. 1 р. 70 к.

В работе систематизированы результаты определения содержания бериллия и его минеральных балансов в коренных горных породах, почвообразующих делювиальных образованиях и в почвах. Показано, что при экзогенной дифференциации вещества земли он накапливается в терригенных толщах континентального и приконтинентального происхождения, чем в значительной мере определяется накопление данного элемента в верхних частях континентальных плит.

Для геологов и геохимиков.

Самойлов В. С. Геохимия карбонатитов. 1984. 16 л. 2 р. 40 к.

В монографии впервые обобщены и проанализированы многочисленные данные по геохимии карбонатитов. Показаны геохимические особенности последних, охарактеризовано распределение редких элементов в рудно-формационных, фациальных и генетических типах этих пород и установлены факторы формирования их редкоэлементного и изотопного состава. Рассмотрены наиболее важные аспекты проблемы генезиса карбонатитов и разработаны петролого-геохимические модели карбонатитообразования.

Для геологов, геохимиков.

Сандомирский П. А., Белов Н. В. Кристаллохимия смешанных анионных радикалов. 1984. 20 л. 2 р. 30 к.

В книге изложена обобщенная кристаллохимическая концепция радикалов из разносортных амфотерных и кислотных оксокомплексов, широко представленных в минералах, и рассмотрена кристаллохимическая природа их изомерии, связанная морфотропными и полиморфными превращениями и явлением политипии.

Для геологов, минералогов, кристаллографов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга—почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю.Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р.Зорге, 10; 720001 Фрунза, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

95 коп.

4/93

