АНОРТОЗИТЫ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ
ПРОЕКТ 92 «ГЕОХИМИЯ АРХЕЯ»

АНОРТОЗИТЫ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

Труды, вып. 375

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1984

УДК 552.321+553.3

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

International geological correlation programme
The project 92 «Archean geochemistry»

ANORTHOSITES OF THE EARTH AND THE MOON

Transactions, vol. 375

Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. 272 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 375).

Сборник содержит статьи, посвященные описанию геологии, петрографии и геохимии различных анортозитовых массивов СССР. Рассмотрены анортозиты ранних этапов развития Земли, относящиеся к анортозито-габбро-норитовой формации, которыми сложены многочисленные массивы Кольского полуострова, Алданского щита и Анабарского массива, а также породы анортозито-рапакивигранитной формации, которые составляют пояс, расположенный вдоль юго-западной и западной окраин Восточно-Европейской платформы. Описаны лунные породы группы *ANT* (анортозит — норит — троктолит) и приведено их сравнение с земными анортозитами. Сопоставлены особенности анортозитообразования на Земле и Луне.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
В. Г. Гербова, В. А. Крашенинников,
член-корреспондент АН СССР *П. П. Тимофеев*

Ответственные редакторы:

М. С. Марков, О. А. Богатиков

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),
V. G. Gerbova, V. A. Krasheninnikov
Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *P. P. Timofeev*

Responsible Editors:

M. S. Markov, O. A. Bogatikov

АНОРТОЗИТЫ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор В. П. Цетлин. Редактор издательства И. М. Ерофеева
Художник Н. Н. Якубовская. Художественный редактор И. Ю. Нестерова
Технический редактор А. М. Сатарова. Корректор К. П. Лосева

ИБ № 27528

Сдано в набор 21.09.83. Подписано к печати 02.01.84. Т-00201. Формат 70×100¹/₁₆
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура литературная. Печать высокая
Усл. печ. л. 21,9. Уч.-изд. л. 24,8. Усл. кр. отт. 21,9. Тираж 1000 экз. Тип. зак. 4712. Цена 4 руб.

Издательство «Наука». 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90
2-я типография издательства «Наука. 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

А $\frac{1904020000-056}{042(02)-84}$ 166-84-I

© Издательство «Наука», 1984 г.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения анортозитов уже давно волнует умы геологов различных специальностей, ибо приуроченность этих пород к ранним этапам развития Земли ни у кого не вызывает сомнений. Поэтому неудивительно, что на протяжении последних 20—25 лет в ряде стран предпринимались попытки обобщить материалы по этой интересной ассоциации горных пород. Широко известны такие работы, как «Происхождение анортозитов и связанных с ними пород»[1]. «Анортозиты СССР»[2] и недавно вышедшая книга О. А. Богатикова «Анортозиты»[3]. Здесь упомянуты лишь наиболее крупные монографии, количество же отдельных публикаций, посвященных описанию этих пород и проблемам их генезиса, огромно.

Интерес к проблеме происхождения анортозитов в последние годы еще более возрос в связи с их открытием на Луне, где они в ассоциации с норитами и троктолитами слагают наиболее древние комплексы пород, распространенные на поверхности лунных материков. С одной стороны, это привело исследователей к мысли о том, что анортозитообразование (в широком смысле этого слова) является характерной чертой ранней стадии развития не только Земли, а с другой — заставило заняться поисками земных аналогов лунных анортозитов. Однако проведенные к настоящему времени работы показали, что, по всей видимости, в докембрийских комплексах Земли мы не имеем прямых аналогов лунных анортозитов.

В настоящее время ставится под сомнение синхронность однотипных образований Земли и Луны. Действительно, древнейшими (4—3,5 млрд. лет) горными породами Луны являются анортозиты. На Земле же одними из наиболее древних кристаллических пород являются так называемые серые гнейсы, т. е. первичные гранитоподобные образования. На Земле в отложениях раннего докембрия эти породы имеют чрезвычайно широкое распространение, в то время как на Луне они отсутствуют. На Луне анортозитообразование занимало относительно небольшой промежуток времени, приуроченный к самым ранним эпохам ее магматизма. На Земле же наряду с раннеархейскими широко представлены анортозиты с радиогенным возрастом 1,7 млрд. лет, т. е. анортозитообразование на Земле продолжалось несколько миллиардов лет. Скорее всего, такие различия в эволюции Земли и Луны объясняются различным энергетическим потенциалом этих двух планет, а в приложении к генезису анортозитов, как показано в сборнике, также различием их гравитации.

В то же время сопоставление лунных и земных анортозитов и установление их генетического родства имеют необычайно важное значение, ибо доказательства одинакового их генезиса неизбежно должны отрицать такие гипотезы о происхождении анортозитов Земли, как метасоматическая, метаморфогенная и ассимиляционная, так как на Луне

[1] Origin of anorthosite and related rocks: Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv. N. Y., 1969, N 18. 466 p.
[2] Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. 122 с.
[3] *О. А. Богатиков.* Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.

эти процессы не были распространены. В этой связи необходимо было осмыслить новейшие данные по наиболее крупным докембрийским анортозитовым комплексам СССР, детальность изучения которых в последние годы необычайно возросла.

Предлагаемый вниманию читателей сборник статей состоит из четырех частей. В первой части описываются анортозиты и габбро-анортозиты[1] ранних этапов развития Земли, т. е. те, которые ассоциируются с древними (преимущественно гранулитовыми) комплексами архея. Во второй рассматриваются анортозитовые массивы эпохи стабилизации древних платформ, широко развитые вдоль западной и южной окраин Восточно-Европейской платформы. Составители сборника сочли необходимым дать раздельное описание этих двух типов анортозитовых ассоциаций, так как они достаточно существенно различаются. В третьей части приводится краткое описание анортозитов Луны, достаточно широко освещенных в литературе, и дается их сравнение с анортозито-оливиновыми включениями, обнаруженными в вулканогенных породах островных дуг, с которыми они оказываются наиболее сходными петрографически. Наконец, в заключительной части монографии подводятся некоторые итоги изучения анортозитов Земли и делаются попытки рассмотреть черты их сходства и различия с анортозитами лунных материков.

Составляя этот сборник, мы не пытались ограничить творческую инициативу авторов отдельных его разделов, и поэтому читатель легко обнаружит в нем все многообразие взглядов и идей об особенностях распространения и условиях образования этих своеобразных комплексов пород.

О. А. Богатиков, М. С. Марков

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Ab	— альбит	*Fo*	— форстерит	*Pig*	— пижонит
Amf	— амфибол	*Fs*	— ферросилит	*Pl*	— плагиоклаз
An	— анортит	*Gr*	— гранат	*Pr*	— пирит
Ap	— апатит	*He*	— геденбергит	*Px*	— пироксен
Bi	— биотит	*Hs*	— гастингсит	*Q*	— кварц
Cd	— кордиерит	*Hyp*	— гиперстен	*Sill*	— силлиманит
Cor	— корунд	*Il*	— ильменит	*Sp*	— шпинель
Cpx	— клинопироксен	*Kf*	— мезопертит	*Te*	— тефроит
Crsp	— хромшпинелид	*Mt*	— магнетит	*Wo*	— волластонит
Czs	— клиноцоизит	*Ne*	— нефелин	*Zr*	— циркон
Di	— диопсид	*Ol*	— оливин	*Sz*	— цоизит
En	— энстатит	*Opx*	— ортопироксен	*f*	— общая железистость
Fa	— фаялит	*Or*	— ортоклаз		

[1] Термины «габбро-анортозит» и «габбро-норито-анортозит» используются в данном сборнике в связи с традиционностью номенклатуры пород анортозитовых комплексов, хотя в настоящее время для обогащенных плагиоклазом пород основного состава рекомендуются названия лейкогаббро и лейкогабброноритов (Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.) — *Прим. ред.*

Часть первая
АНОРТОЗИТЫ РАННИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

УДК 552.321.5(470.21)

Е. В. ШАРКОВ

АНОРТОЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Кольский полуостров является одним из классических регионов развития докембрийских анортозитов, благодаря чему он был выделен О. А. Богатиковым [1979] в качестве самостоятельной анортозитовой провинции. По богатству и разнообразию типов ассоциаций анортозитов она представляет собой уникальное явление для территории СССР и, пожалуй, пока не знает себе аналогов в других регионах.

Анортозиты Кольского полуострова формировались на разных этапах развития региона и в различных структурных зонах. Они, как правило, не образуют самостоятельных массивов, а ассоциируют с породами разного состава, чаще всего с габброидами и ультрабазитами, реже с мангеритами или нефелиновыми сиенитами. Размеры и форма тел различны и в значительной мере зависят от тектонического положения конкретного комплекса. В общем виде характеристика анортозитовых ассоциаций Кольской провинции приведена в табл. 1, а их пространственное положение — на рис. 1.

Анортозитовые комплексы Кольского полуострова известны еще со времен Е. С. Федорова, в 1904 г. впервые описавшего габбро-пегматиты и габбро-анортозиты Колвицкого массива. Краткие сведения об этих интрузивах, собранные в процессе геологической съемки региона, приводятся в работах Д. В. Шифрина, В. М. Щукевича, И. С. Ожинского и И. В. Моисеева, Е. Н. Володина, З. А. Бурцевой, П. В. Соколова, Л. Я. Харитонова, Д. В. Полферова, К. Д. Беляева, Е. Д. Чалых, Е. Г. Мининой и др.

Автором анортозитовые массивы Кольского полуострова с небольшими перерывами изучались в 1965—1978 гг.

Ниже характеристика анортозитовых комплексов будет дана в возрастной последовательности от наиболее древних к молодым согласно региональной структурно-возрастной шкале, разработанной в Институте геологии и геохронологии докембрия АН СССР [Земная кора..., 1978].

Габбро-анортозиты друзитового комплекса Беломорья

Под друзитовым комплексом Беломорья в настоящее время понимается серия мелких будинообразных тел основных и ультраосновных пород, буквально пронизывающих беломорскую серию архея в пределах Беломорского мегаблока земной коры Балтийского щита. Свое название комплекс получил за широкое распространение в породах друзитовых (келифитовых) метаморфогенных структур, развитых вдоль границ минералов. По современным данным, тела расчленяются на две группы,

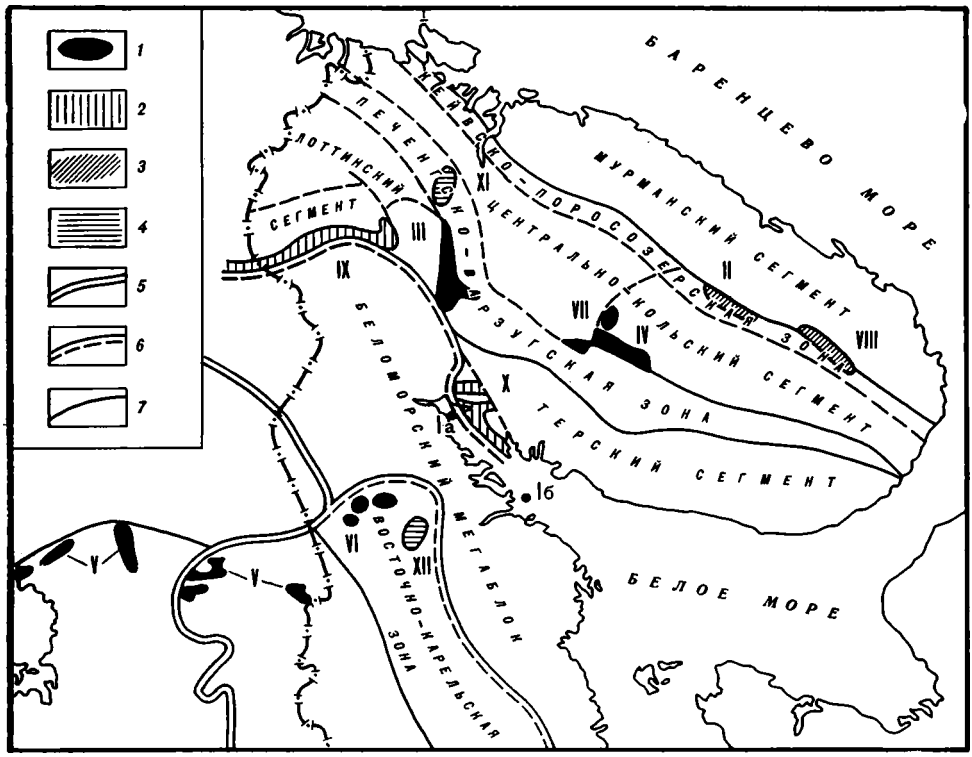


Рис. 1. Схема распространения анортозитовых ассоциаций в восточной части Балтийского щита. Составлена на основе схемы блокового строения Балтийского щита [Земная кора..., 1978]

1—4 — массивы: *1* — основных и ультраосновных пород, *2* — анортозитов—мангеритов, *3*—метагаббро-анортозитов Кейвско-Поросозерской зоны, *4* — щелочно-габбровые; *5—7* — границы: *5* — крупных блоков земной коры, *6* — мегаблоков земной коры, *7* — сегментов.

Анортозитовые массивы: Iа, б — друзитовый (Iа — Кандалакшского, Iб — Керетского архипелагов). II — Колмозерский, III — Мончетундровский (Главного хребта), IV — Панских—Федоровых Тундр, V — Суоте-Нярянкаваара, VI — Олангской группы, VII — Цагинский, VIII — Ачинский, IX — Сально-тундровский, X — Колвицкий и Кандалакшский, XI — Гремяха-Вырмес, XII — Елетьозерский

наиболее ранняя из которых (друзиты I группы) и представляет собой габбро-анортозитовый комплекс, сформировавшийся в начале ребольской фазы складчатости, соответствующей верхнему архею.

Геологическое положение. Рассматриваемые массивы расположены в северо-восточной части Беломорского мегаблока и концентрируются в пределах следующих участков: на островах Кандалакшского архипелага (Анисимов, Лодейный, Вороний, Олений), Керетского архипелага (Пежостров, Кереть, Киврей, Медянка, Чаячий, Красные Луды), а также в материковой части — в районе оз. Котозеро, на п-ове Толстик, в районе с. Боярского (Северная Карелия). За исключением двух последних, площадь которых достигает 2—6 км^2, обычно это мелкие тела, размером от 0,1 до 0,8 км^2, как правило представляющие собой будины, часто имеющие автономную внутреннюю структуру.

Вмещающие породы массивов представлены мигматизированными биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, а также гранатовыми амфиболитами. Последние нередко секут метагаббро-анортозиты с образованием эруптивных брекчий (о-в Чаячий).

Таблица 1

Общая характеристика габбро-анортозитовых ассоциаций Кольского полуострова

Геотектонические		Положение комплексов в главных структурных единицах Кольского полуострова				Характер ассоциации	Количественные соотношения пород, %	Особенности геологического строения
цикл	фаза	Беломорский мегаблок	Лапландская шовная зона	Центрально-Кольский сегмент	Кейвско-Порозерская мобильно-проницаемая зона			
IV	Свекофенская поздняя		Колвицко-сально-тундровский комплекс			Анортозиты Габброиды Мангериты	50—60 20—30 20—30	Пластинообразные тела с конформной внутренней структурой
	1900 млн. лет			Гремяха-Вырмесский массив		Анортозиты Габброиды Ультрамафиты Нефелиновые сиениты	40 45 5—10 5—10	Линзообразное тело с элементами автономной внутренней структуры
	Свекофенская ранняя			Цагинский массив (а)	Ачинский комплекс (б)	Анортозиты Габброиды Ультрамафиты	65—70 15—20 5—10	а. Лополитообразный массив с автономной внутренней структурой б. Пластинообразные тела с конформной внутренней структурой
				Комплексы: монче-тундровский, Панских-Федоровых тундр и др.		Анортозиты Габброиды Ультрамафиты	50—60 30—40 10	Лополитообразные тела с автономной внутренней структурой
	2200 млн. лет							
III	Селецкая	Анортозиты отсутствуют						
	2700 млн. лет				Колмозерский комплекс	Анортозиты Габброиды Ультрамафиты	60—80 10—30 10	Линзовидные тела
II	Ребольская							
		Друзитовый комплекс				Анортозиты Габброиды Ультрамафиты	70—80 20—30 5	Мелкие разнообразные тела, обычно будинированные
I	Анортозиты отсутствуют							

Судя по наиболее сохранившемуся Пежостровскому массиву, изученному В. Л. Дуком [Шуркин и др., 1960], первоначально эти интрузивы имели пластинообразную линзовидную форму при длине 1,5—2 км и мощности до 500 м. В некоторых случаях, например в Котозерском массиве, их длина могла достигать 5—8 км. Пежостровский массив (рис. 2) вытянут в северном направлении и имеет сложную форму с каплеобразным окончанием на юге. Главная часть массива хорошо расслоена, наблюдается чередование анортозитов и габбро-анортозитов с появлением норитов в нижней части разреза. В северной части тела (рис. 3) наблюдается поворот первичных текстур, свидетельствующий о

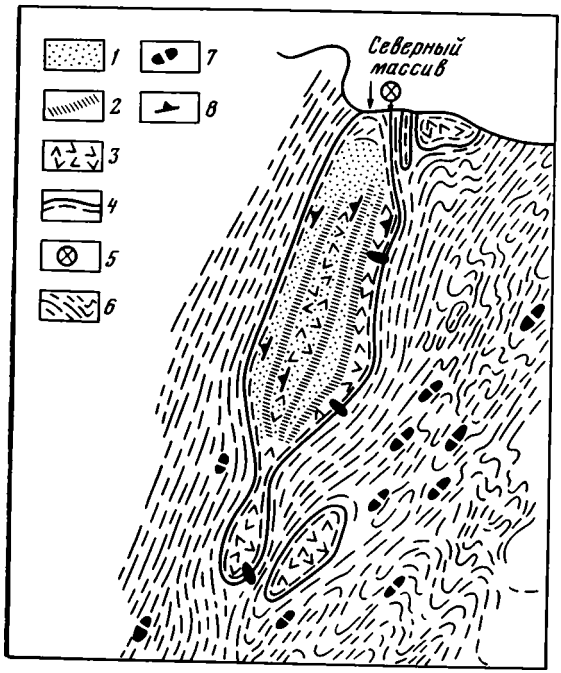


Рис. 2. Схема геологического строения Пежостровского массива по В. Л. Дуку [Шуркин и др., 1960]

1 — анортозиты;
2 — среднезернистые анортозиты;
3 — габбро-анортозиты;
4 — рассланцованные габбро-анортозиты и амфиболиты;
5 — эруптивная брекчия с обломками гиперстеновых порфиритов;
6 — гнейсы и мигматиты;
7 — ортоамфиболиты;
8 — ориентировка трахитоидной текстуры

близости эндоконтакта. Судя по элементам залегания расслоенности, интрузив под умеренными (45—50°) углами падает на запад совместно с вмещающими мигматизированными гнейсами. Имеющиеся структурные данные свидетельствуют о том, что массив вовлекался в складчатые деформации и имеет вторичное залегание.

Контакты массива обнажены плохо, кроме его северо-восточной части. Здесь устанавливаются мелкозернистые эндоконтактовые габбронориты с зональным плагиоклазом. Наблюдаемая в них слабо выраженная трахитоидность иногда в отличие от главного тела падает на восток. Предшествующие исследователи на основании этих данных относили габбро-нориты к самостоятельной стадии кристаллизации [Шуркин и др., 1960]. Интересны взаимоотношения габброидов с анортозитами. Во-первых, они взаимно содержат угловатые ксенолиты друг друга, что позволяет считать их внедрение близким по времени. Во-вторых, как видно на рис. 3, расслоенность в анортозитах по направлению к габброидам меняет свое залегание, что сопровождается выклиниванием слоев. Такие взаимоотношения весьма характерны для соотношений краевой и центральной серий расслоенных интрузивов [Шарков, 1980]. Соответственно мелкозернистые габбро-нориты северо-восточной части массива автором рассматриваются в качестве краевой, закаленной зоны. Химические анализы этих пород приведены в табл. 2.

В самой северной части массива в этих габбро-норитах были установлены ксенолиты гиперстеновых порфиритов, отсутствующих среди вмещающих пород и вообще неизвестных в регионе. Вероятно, они связаны с развитием магматического очага, из которого происходило внедрение исходного расплава .

Жильный комплекс массива представлен габбро-норито-пегматитами и мелкозернистыми габбро-норитами.

Все остальные массивы переработаны значительно сильнее и наблюдаются обычно в виде будин, цепочкой вытянутых в северо-запад-

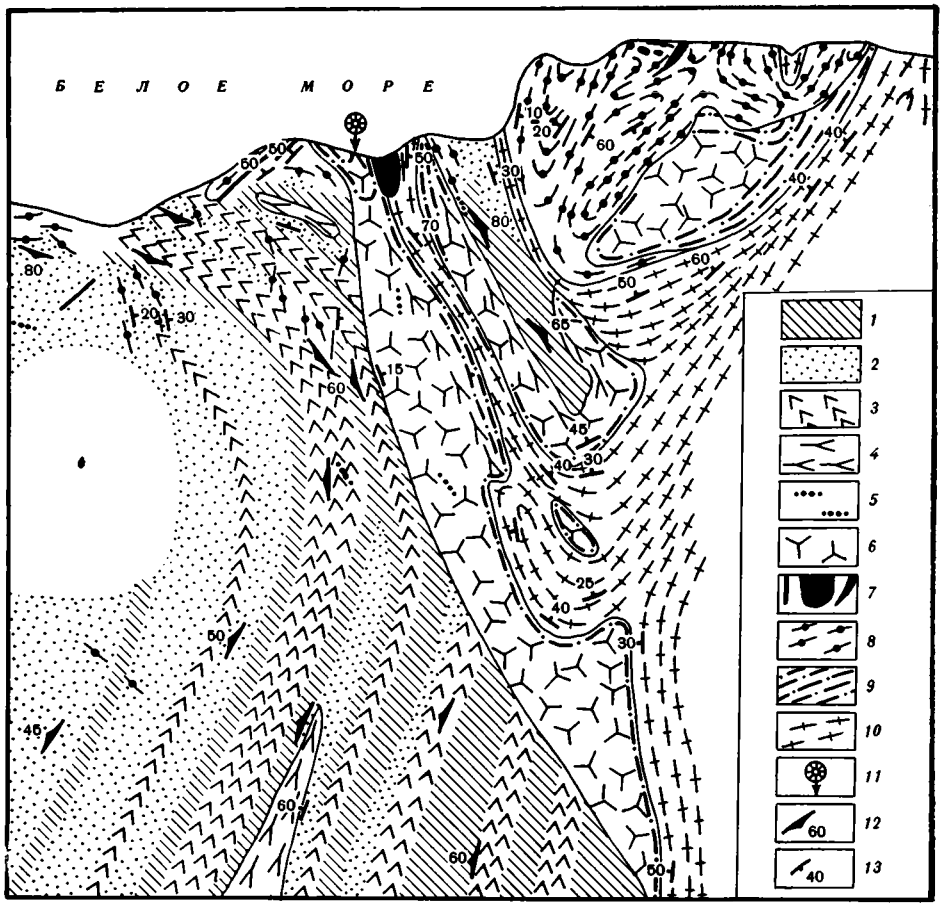


Рис. 3. Схема геологического строения северной части Пежостровской интрузии по В. Л. Дуку [Шуркин и др., 1960]

1, 2 — анортозиты: *1* — среднезернистые, *2* — крупнозернистые; *3* — габбро-анортозиты; *4* — лейкократовые габбро-анортозиты; *5* — габбро-пегматиты; *6* — эндоконтактовые мелкозернистые габбро-нориты; *7* — дайки метагаббро-амфиболитов; *8* — рассланцованные анортозиты и габбро-анортозиты; *9* — гранатовые амфиболиты и амфиболовые сланцы; *10* — гнейсы и мигматиты; *11* — эруптивная брекчия; *12, 13* — элементы залегания: *12* — трахитоидности, *13* — сланцеватости

ном направлении согласно с залеганием вмещающих гнейсов. Строение типичных массивов — будин приведено на рис. 4. Их размеры обычно не превышают 70—100 м, за исключением массива о-ва Вороний, достигающего 750 м. Будины имеют автономную внутреннюю структуру, фиксируемую по реликтам первичной расслоенности. Ориентировка этих текстур, как и в случае Пежостровского массива, обычно субмеридиональная.

В отличие от Пежостровского массива здесь наряду с габбро-анортозитами и габбро-норитами в подчиненном количестве в качестве маломощных прослоев отмечаются плагиоклазовые оливиновые пироксениты (острова Анисимов и Вороний). Под микроскопом устанавливается, что они представляют собой оливин-плагиоклазовые кумуляты с большим количеством интерстициальных пироксенов. Лучше всего кумулятивные текстуры этих пород проявлены в массивах Боярском и о-ва Чаячий, где они описываются уже как меланократовые троктолиты.

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) пород друзитового комплекса (I группа)

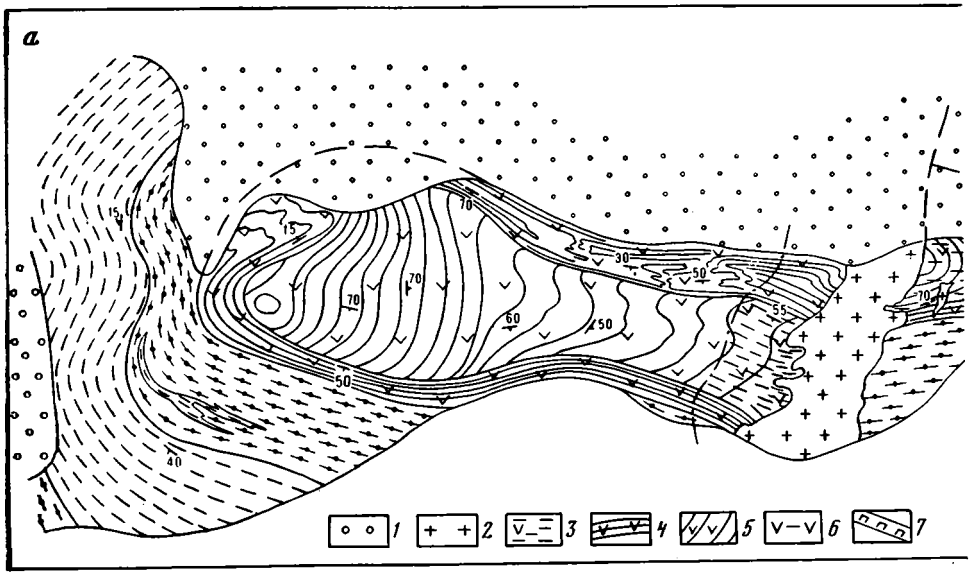
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	44,82	45,32	53,22	51,52	52,96	48,34	48,87	48,83	49,87	52,11	52,51	52,47	53,21
TiO_2	0,58	0,20	0,33	0,50	0,12	0,79	0,25	0,12	0,20	0,20	0,17	0,21	0,20
Al_2O_3	5,15	15,40	15,53	15,34	15,42	19,56	15,24	27,91	29,17	16,85	17,17	17,32	15,20
Fe_2O_3	1,49	0,94	1,00	2,18	0,03	0,25	0,17	Не опр.	1,15	0,19	0,58	0,03	0,42
FeO	14,43	7,47	5,73	7,04	7,56	7,36	10,35	3,52	1,26	6,81	6,41	7,70	7,16
MnO	0,26	0,13	0,14	0,10	0,15	0,15	0,19	0,09	0,02	0,15	0,15	0,16	0,17
MgO	23,09	19,72	9,42	7,68	9,63	8,30	13,45	2,08	1,00	9,47	9,29	8,59	8,40
CaO	4,89	9,04	11,97	11,76	10,08	10,69	8,94	13,77	13,41	10,78	10,92	10,27	11,44
Na O	0,66	1,05	1,96	2,16	2,18	2,00	1,36	1,76	3,10	2,26	2,26	2,50	2,00
K_2O	0,18	0,05	0,26	0,48	0,22	0,35	0,28	0,61	0,46	0,24	0,22	0,30	0,23
P_2O_5	0,09	0,10	0,04	—	0,01	0,03	0,02	—	—	0,01	0,02	0,02	0,01
BaO	0,03	—	—	—	0,04	0,07	0,05	—	—	0,04	0,04	0,04	0,04
S	0,02	—	0,02	—	0,02	0,02	0,02	—	—	0,02	0,02	0,02	0,02
H_2O_{105}	—	0,18	0,12	0,08	—	—	—	0,15	0,22	—	—	—	—
П.п п.	2,90	0,79	0,93	1,16	0,92	0,78	0,16	0,69	0,20	0,96	0,49	0,60	0,98
Сумма	98,59	100,39	100,37	100,00	99,35	98,69	99,35	99,53	100,06	100,09	100,25	100,23	99,48
Or	1,11	—	1,67	2,78	1,67	2,23	1,67	3,34	2,78	1,67	1,67	1,67	1,11
Ab	5,77	8,91	16,78	18,35	16,25	16,78	11,53	14,68	26,22	18,87	18,87	20,97	16,78
An	10,57	37,27	35,32	32,26	32,82	43,39	34,49	66,75	64,25	35,32	36,44	35,32	31,99
Cpx	10,08	5,66	19,23	21,18	14,01	7,92	8,13	1,86	1,79	14,88	14,16	12,71	33,71
Opx	31,10	10,71	23,66	19,26	31,08	16,50	27,06	10,74	2,06	22,45	27,47	26,22	17,06
Ol	33,42	34,44	—	—	—	9,11	15,48	—	0,44	4,44	—	2,09	—
Q	—	—	1,92	—	2,46	—	—	1,20	—	—	2,10	—	—
Cor	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ap	0,34	0,34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mgt	2,08	1,39	1,39	3,24	—	0,46	0,23	3,31	1,62	0,23	0,93	—	0,70
Il	1,21	0,46	0,61	0,91	0,15	1,52	0,46	0,15	0,46	0,46	0,30	0,46	0,46
%*An*	65	81	68	64	67	72	75	82	71	65	66	63	66
f	25	16	24	29	30	31	30	48	24	28	27	33	32

Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	52,32	53,43	48,75	55,44	49,23	48,30	55,79	55,86	52,83	57,94	51,31	53,10	51,85
TiO_2	0,09	0,44	1,10	0,28	0,46	0,08	1,03	1,02	0,38	0,95	0,30	0,68	0,40
Al_2O_3	19,34	18,38	17,95	26,72	19,74	30,69	14,23	13,88	16,14	13,50	16,53	16,50	17,65
Fe_2O_3	2,15	1,03	0,37	0,03	0,03	1,63	1,79	2,18	0,79	1,49	1,13	2,21	0,33
FeO	5,32	6,18	10,09	3,85	7,75	1,06	8,59	7,85	7,24	6,09	5,71	6,34	7,62
MnO	0,08	0,15	0,16	0,09	0,13	0,06	0,16	0,16	0,17	0,15	0,17	0,02	0,14
MgO	6,67	7,90	7,92	2,60	8,46	0,28	5,10	4,96	8,51	5,05	9,67	5,83	6,82
CaO	10,76	8,52	10,11	7,14	10,70	14,58	8,52	8,21	10,46	6,97	11,68	11,90	10,30
Na_2O	2,40	2,34	1,80	2,46	2,00	2,83	2,66	3,08	2,44	3,48	2,10	2,28	2,00
K_2O	0,36	0,59	0,36	0,26	0,36	0,20	0,87	1,27	0,38	2,08	0,42	0,34	0,58
P_2O_5	—	0,14	0,12	0,14	0,08	Следы	0,33	0,33	0,07	0,20	0,04	0,06	0,11
BaO	—	0,06	0,05	0,06	0,05	—	0,05	0,04	0,06	0,07	Не опр.	—	0,06
S	—	0,02	0,02	0,02	0,02	Нет	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	—	0,02
H_2O_{105}	0,08	—	—	—	—	0,10	—	—	—	—	0,12	0,05	—
П.п.п.	0,94	1,06	0,18	0,35	1,28	0,71	0,99	1,21	0,64	1,18	0,93	0,65	1,41
Сумма	100,51	100,24	98,98	99,44	100,29	100,52	100,13	100,07	100,13	99,17	100,13	99,96	99,29
Or	2,23	3,34	2,23	1,67	2,23	1,11	5,57	7,79	2,23	12,24	1,67	1,67	3,34
Ab	21,70	19,92	15,20	20,97	16,78	23,07	22,55	26,22	20,45	29,36	17,83	20,59	16,78
An	40,61	37,83	39,77	34,49	43,67	70,37	23,92	20,03	31,99	15,02	34,49	33,93	37,83
Cpx	10,32	3,62	7,77	—	7,18	1,57	13,58	15,34	15,37	15,21	19,23	20,34	10,27
Opx	19,56	29,45	26,10	13,10	31,14	—	18,90	15,95	25,90	13,77	20,60	13,18	25,18
Ol	—	—	4,63	—	—	0,34	—	—	—	—	2,51	—	—
Q	2,94	3,24	—	6,73	2,70	—	5,71	1,62	1,20	7,87	—	—	—
Cor	—	—	—	9,68	—	—	—	—	—	—	—	6,61	—
Ap	—	0,34	0,34	0,34	0,34	—	0,67	0,67	0,34	0,34	—	—	0,34
Ne	—	—	—	—	—	0,57	—	—	—	—	—	—	—
Mgt	3,01	1,39	0,70	—	—	2,72	2,55	3,24	1,16	2,08	1,62	3,24	0,46
Il	0,15	0,76	2,12	0,66	0,91	0,15	1,97	1,97	0,76	1,82	0,61	1,37	0,78
%*An*	65	66	72	62	72	75	51	43	61	34	66	62	69
f	27	31	39	43	33	36	44	40	31	35	23	31	40

Примечание. 1—3 — плагиоклаз-оливиновые кумуляты — оливиновые пироксениты, троктолиты; 4—7 — пироксен-плагиоклазовые кумуляты — нориты и габбро-нориты; 8—19 — плагиоклазовые кумуляты — анортозиты и габбро-анортозиты; 20—23 — амфиболиты по габбро-норитам; 24, 25 — эндоконтактовые габброиды; 26 — метапорфириты.

Образцы из массивов: 1, 6, 7, 16—18 — о-ва Анисимов; 4, 5, 10—14, 20, 21, 26 — о-ва Воронин; 15, 22, 23 — о-ва Лодейный; 8, 9, 25 — о-ва Пежостров; 2, 3, 19, 24 — с. Боярского.

Анализы по данным: 4, 8, 9, 14 — К. А. Шуркина с соавторами [1960]; 2, 3, 19, 24 — В. С. Степанова [1979]; остальные — из коллекции автора (1 — обр. 102-7, 5 — обр. Т-20/п, 6 — обр. 90-2, 7 — обр. 102-9, 10 — обр. Т-20/12, 11 — обр. Т-20/121, 12 — обр. 145, 13 — обр. 144, 15 — об 107, 16 — обр. 104-1, 17 — 104-3, 18 — обр. 104-2, 20 — обр. Т-206, 21 — обр. Т-20/4, 22 — обр. 110-2, 23 — обр. 109-2, 25 — обр. 10-1, 26 — обр. 140-3).



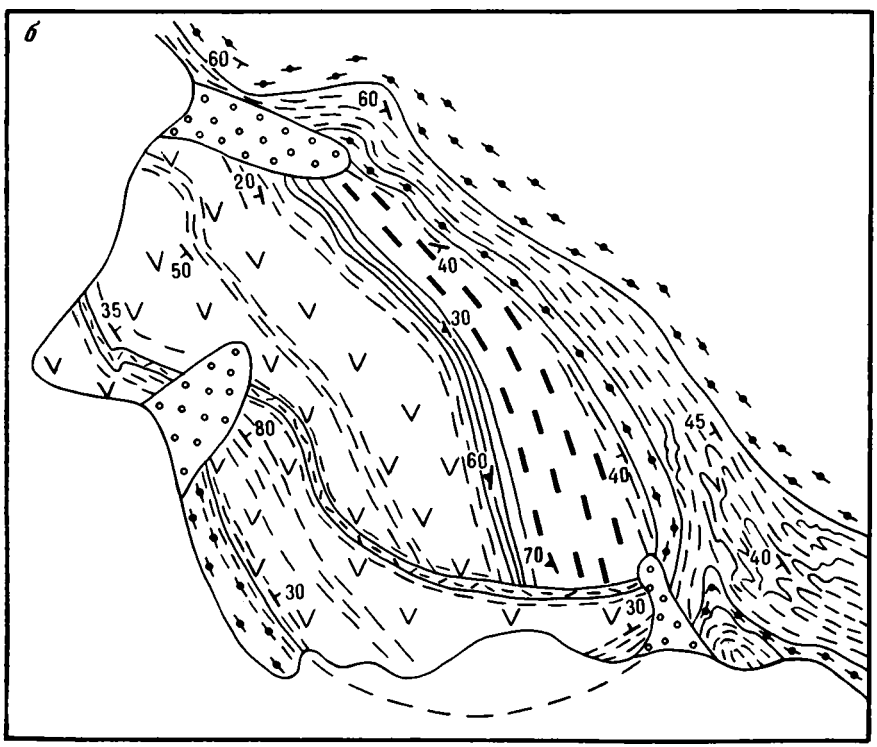
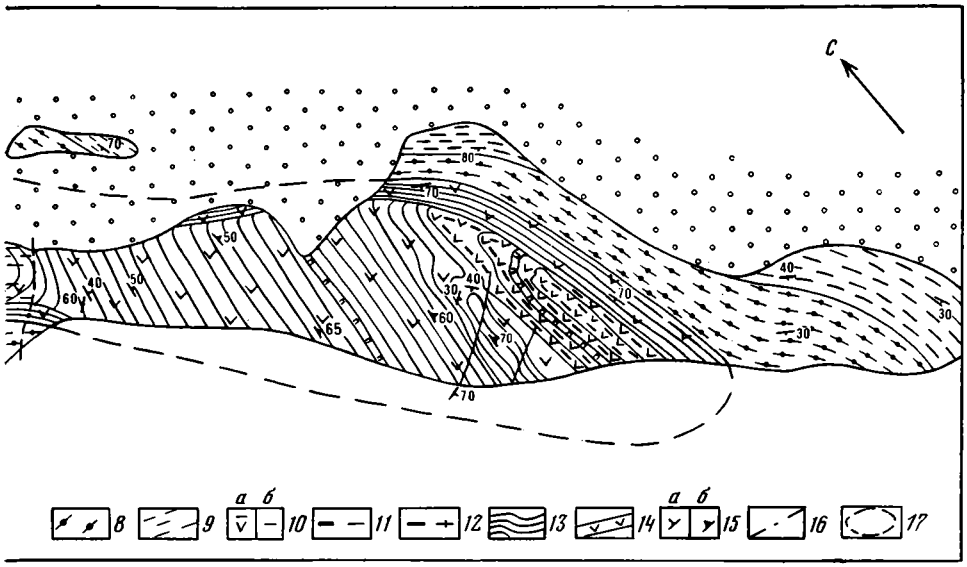
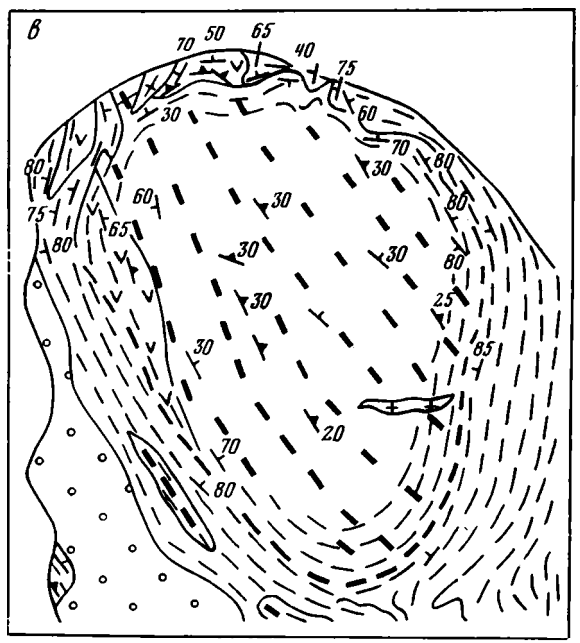


Рис. 4. Схемы геологического строения массивов островов Анисимов (*а*,*б*), Вороний (*в*) и Лодейный (*г*)



1 — четвертичные отложения;
2 — гранитные пегматиты;
3 — 5 — габбронды:
3 — диафторированные расслоенные,
4 — огнейсованные из краевых частей будин,
5 — тонкорасслоенные;
6 — метагаббро-анортозиты;
7 — оливиновые пироксениты;
8 — гранатовые амфиболиты;
9 — биотитовые плагиомигматиты;
10 — габбро-анортозиты (а) и анортозиты (б);
11 — плагиосланцы по габбро-анортозитам;
12 — мигматизированные плагиосланцы;
13 — зона ритмичного переслаивания метагаббро-анортозитов и метагаббро-норитов;
14 — дайка метадиабаза;
15 — элементы залегания гнейсовидности и сланцеватости (а), расслоенности (б);
16 — границы зоны диафтореза вокруг жилы гранитных пегматитов;
17 — предполагаемые контуры массивов



Для рассматриваемых массивов весьма характерны расслоенные текстуры. Наиболее четко они проявлены в нижних, высокотемпературных частях, где наблюдается тонкое ритмичное переслаивание оливин-плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксеновых кумулятов (рис. 5). Мощности ритмов составляют 4—5 см, мощность отдельных прослоев — 2—3 см. В средних частях разреза отмечается ритмичное переслаивание норитов (габбро-норитов) и габбро-анортозитов. Здесь мощность ритмов обычно больше — 0,5—1 м, в разрезе ритмов преобладают габбро-анортозиты, а в основании ритмов нередко прослеживается тонкий (0,5—2 см) прослой оливин-плагиоклазовых кумулятов. На участках

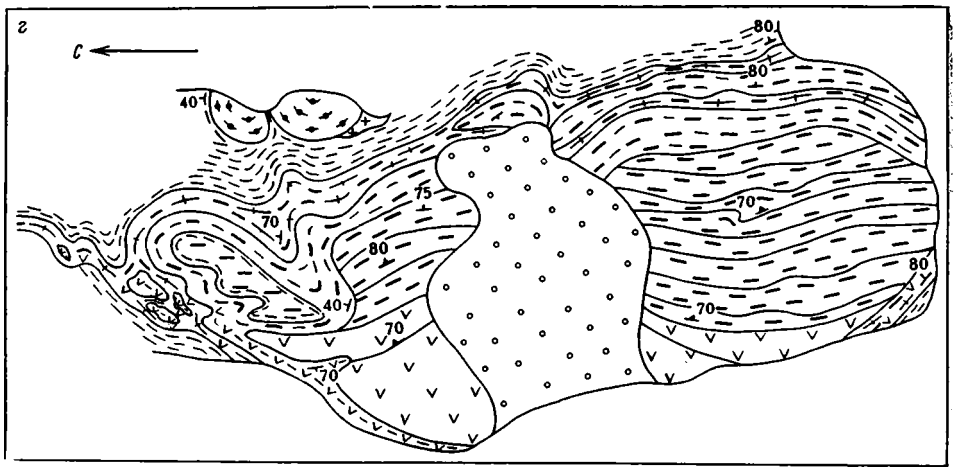


Рис. 4. (окончание)

ритмичного переслаивания нередко наблюдаются следы текстур оползания (изгибание слоев, сопровождаемое брекчированием наиболее высокотемпературных членов ритмов). Такие наблюдения свидетельствуют о достаточно мобильной обстановке, в которой происходило затвердевание массивов.

Как правило, в краевых частях эти будины подвергаются мощным процессам рассланцевания, мигматизации и вовлекаются в деформации совместно с вмещающими их гнейсами, что хорошо видно на примере массива о-ва Вороний (см. рис. 4). При этом основные породы преобразуются в плагиоклазовые амфиболиты, часто с гранатом. По мере удаления от контактов степень вторичной переработки уменьшается, и в центральных частях будин хорошо сохраняются первично-магматические структуры и текстуры пород, а влияние наложенных процессов сказывается только в появлении келифитовых гранат-амфиболовых структур вдоль границ минералов, обычно плагиоклаза и темноцветных. Наряду с будинированием массивов встречается и другой характер вторичной переработки — согласное рассланцевание и мигматизация пород. В этом случае первичные структуры и минералы практически не сохраняются, хотя зачастую отмечаются реликты расслоенных текстур [Голованова, 1978]. Массивы метагаббро-анортозитов такого типа характерны для Чупинского района (Северная Карелия), где они наблюдаются среди амфиболитов котозерской, чупинской и хеталамбинской свит беломорской серии. Представление о подобных образованиях можно составить на примере Котозерского массива (рис. 6). Этот массив залегает в ядерной части крупной синклинальной складки согласно с вмещающими его плагиомигматитами и глиноземистыми гнейсами. Вокруг него и на его продолжении постоянно фиксируются реликты метаанортозитов, переходящих в своеобразные пятнистые, довольно лейкократовые амфиболиты с гранатом. В поле они обычно диагносцируются как плагиомигматиты по амфиболитам, и только прослеживание их от «анортозитовых ядер», а также результаты петрографических и петрохимических исследований позволяют установить их истинную природу [Малов, 1975 г.; Голованова, 1978]. В настоящее время трудно оценить масштабы распространения этих метаанортозитов среди обра-

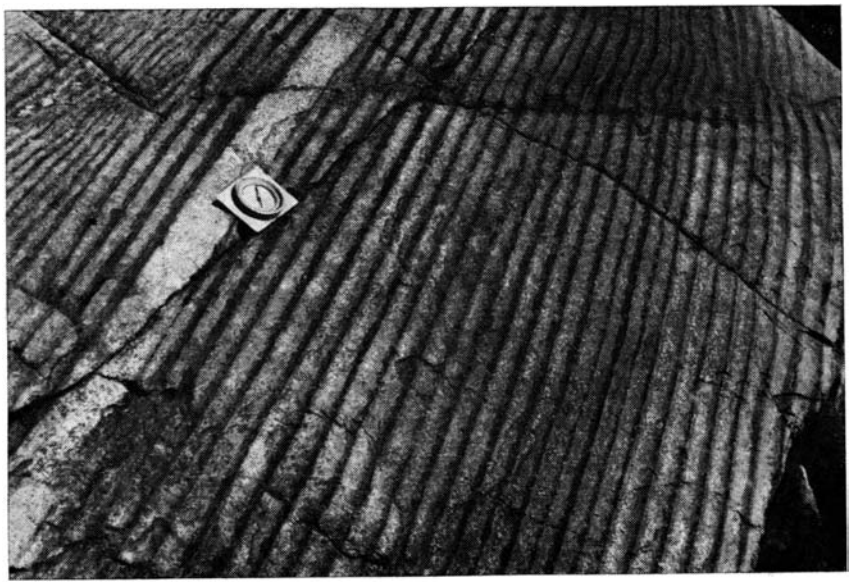


Рис. 5. Ритмичная расслоенность в массиве о-ва Анисимов
Фото К. А. Шуркина

зований беломорской серии, поскольку они обычно описываются как плагиомигматиты, однако Н. Д. Малов считает, что ими сложена большая часть пород хеталамбинской свиты.

Возрастное положение. Возраст рассматриваемых интрузивов определяется их участием в деформациях, связанных с ранней стадией ребольской складчатости. Надежные изотопные датировки возраста отсутствуют.

Нижняя возрастная граница комплекса определяется составом пород эруптивных брекчий островов Медянка и Киврей, где, согласно К. А. Шуркину и Р. З. Левковскому [1966], в анортозитах наблюдаются ксенолиты немигматизированных амфиболитов, иногда с реликтами порфиритовых, а также габбро-офитовых и габбровых структур, слоистых метаосадочных пород, в том числе и карбонатного состава, и ультрабазитов. Отсутствие среди них мигматизированных разновидностей, а также гранулитов, характерных для самого раннего, доребольского этапа развития Беломорья [Земная кора..., 1978], позволяет думать, что рассматриваемый комплекс является следствием проявления инициального магматизма Беломорского мегаблока в ребольскую фазу складчатости.

Петрография пород. Габбро-анортозиты и анортозиты являются преобладающей разновидностью пород комплекса. Для них характерна четко проявленная кумулятивная структура с резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к пироксенам, титаномагнетиту, коричневому биотиту и кварцу, образующим интерстициальное выполнение.

Количество плагиоклаза колеблется от 70 до 99%. Его состав варьирует от An_{68} до An_{52}. Специальное изучение состава плагиоклаза по разрезу массива о-ва Вороний, выполненное Е. Г. Трофимовой, показало, что он закономерно меняется снизу вверх по разрезу от An_{65} до An_{54}, что свидетельствует о наличии здесь скрытой расслоенности. Свежий

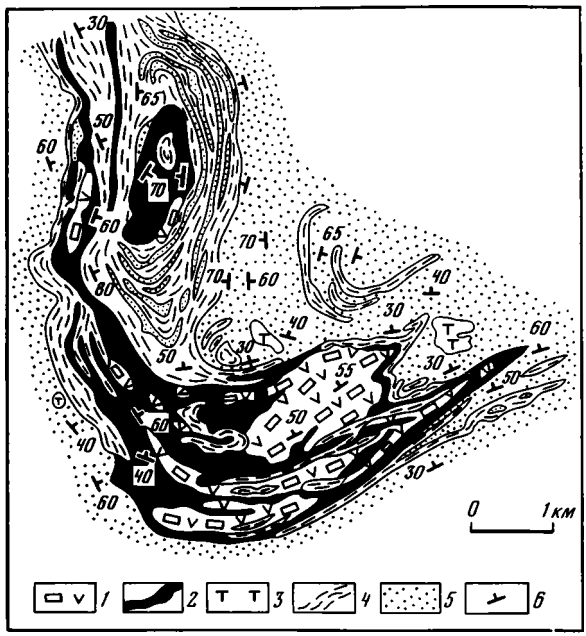


Рис. 6. Схема геологического строения Котозерского массива по Н. Д. Малову (данные 1973 г.)

1 — метагаббро-анортозиты и плагиосланцы по ним;
2 — метагабброиды и амфиболиты по чим;
3 — ультрамафиты;
4 — биотитовые гранито-гнейсы;
5 — глиноземистые гнейсы;
6 — элементы залегания гнейсовидности

плагиоклаз обычно имеет темную окраску, обусловленную пылевидными выделениями рудного минерала; при наложенных процессах происходит осветление минерала, сопровождаемое выделением мелких зерен цоизита.

Среди пироксенов преобладает ромбический, представляющий собой инвертированный пижонит. Содержание $FeSiO_3$ в его составе колеблется от 32—38 до 40—50%. Наиболее железистые разновидности отмечаются в породах жильного комплекса. Пироксен ряда диопсид-авгита встречается в подчиненном количестве и также в двух разновидностях: с тонкими пластинками ортопироксена, параллельными (100), и с грубыми пластинками, параллельными (001). Последняя разновидность, как известно [Hess, 1960], представляет собой структуру распада твердого раствора авгита и пижонита.

Интересной особенностью рассматриваемых пород является то, что пижонит в них нередко сохраняется нераспавшимся или распавшимся частично [Шуркин и др., 1960]. Кроме того, структуры распада инвертированного пижонита часто имеют графический характер. Такие наблюдения свидетельствуют о том, что затвердевание пород происходило в условиях быстрого охлаждения, которое, возможно, связано с небольшими размерами тел. Пироксен ряда диопсид-авгита встречается в небольшом количестве и нередко характеризуется структурами распада твердого раствора авгита и пижонита.

Нориты и габбро-нориты (плагиоклаз-ортопироксеновые и плагиоклаз-двупироксеновые кумуляты) в распространенности значительно уступают габбро-анортозитам. Среди темноцветных минералов в них преобладает ортопироксен, нередко со структурами распада инвертированного пижонита. Состав ортопироксена варьирует от Fs_{30} до Fs_{35}, состав плагиоклаза — от An_{68} до An_{56}.

Плагиоклазовые оливиновые пироксениты и троктолиты различаются лишь количеством интерстициальных пироксенов — ромбического и моноклинного. Последние образуют округлые или пластинчатые ойко-

кристаллы диаметром до 1—1,5 см. В пределах контура этих ойкокристаллов оливин сильно корродирован, вне их — имеет идиоморфные очертания. Состав оливина Fa_{13-15}, ортопироксена Fs_{20-22}, плагиоклаза An_{72-75}.

Вдоль границ оливина и плагиоклаза наблюдаются концентрически-зональные пироксен-шпинелевые венцовые структуры, обычно с краев замещенные агрегатом роговой обманки и граната. Как известно, возникновение этих структур связано с субсолидусной реакцией между основным плагиоклазом и магнезиальным оливином при $P=8\pm2$ кбар и $T=900—1100°$ С [Кусиро, Иодер, 1968; Green, Hibberson, 1970].

Химический состав. Химические составы разновидностей пород приведены в табл. 2. Из нее видно, что нормативные составы плагиоклазов в породах комплекса существенно выше, чем определяемые оптическими методами. Вероятно, это связано с явлениями деанортитизации плагиоклаза в процессе метаморфических изменений.

Характер метаморфических преобразований пород аналогичен наблюдавшемуся в габбро-анортозитах: на первой стадии появляются каемки бледноокрашенного граната и амфибола ряда эденита. При более широком развитии процесса они замещаются розовым гранатом и буро-зеленой роговой обманкой; при этом плагиоклаз соссюритизируется, деанортитизируется с обособлением мелких зерен цоизита. Пироксены на этой стадии обычно сохраняются в виде реликтов. По мере усиления процесса метаморфизма породы превращаются в гранат-плагиоклазовые амфиболиты с выделениями цоизита (ассоциация $Gr+$ $+Pl$(№ 40—50)$+Amf+Czs$) с нематогранобластовой структурой. Метаморфизм происходил в условиях фации альмандиновых амфиболитов по В. А. Глебовицкому [Земная кора..., 1978; Голованова, 1978], т. е. в условиях амфиболитовой фации высоких давлений.

Судя по данным химических анализов (см. табл. 2), в процессе амфиболизации происходит некоторое изменение химизма пород: повышение содержания кремнезема и щелочей и уменьшение — магния и кальция по сравнению со слабо измененными разновидностями, отобранными в центральных частях будин. Очевидно, это обстоятельство необходимо учитывать при обработке материалов по химизму сильно измененных пород друзитового комплекса.

Состав исходного расплава. Исходный расплав интрузивов друзитов I группы, судя по химическому составу пород зон закалок Пежостровского и Боярского массивов (см. табл. 2), отвечает составу высокоглиноземистого оливинового толеитового базальта. Наличие в породах первично-магматического парагенезиса $Ol+Pl$, с одной стороны, и субсолидусных пироксен-шпинелевых реакционных кайм вдоль границ оливина и плагиоклаза — с другой, свидетельствует о том, что давление в момент формирования этих интрузивов составляло 6—7 кбар [Шарков, 1980].

В связи с весьма умеренной глубинностью формирования рассмотренного типа анортозитов обращает на себя внимание их тесная пространственная связь с древними амфиболитами Беломорья, среди которых они часто залегают и которые их в ряде случаев пересекают в виде крупных дайкообразных тел. Характер вторичных структурно-метаморфических изменений этих амфиболитов аналогичен наблюдаемым в друзитах: они также вовлекаются в процессы будинажа и в центральных частях будин иногда сохраняются реликты порфировых и офитовых структур. Это позволяет высказать предположение о наличии здесь древнейшей вулкано-плутонической ассоциации. В пользу этого свидетельствует и сходство составов пород зон закалок рассматриваемых

массивов и амфиболитов из центральных частей будин (см. табл. 2). В случае справедливости этого предположения можно сделать вывод, что Беломорский мегаблок в начале ребольской фазы представлял собой область проявления высокоглиноземистого базальтового магматизма — возможно, предшественника известково-щелочного магматизма неогея.

Таким образом, спецификой данного габбро-анортозитового комплекса, древнейшего на Балтийском щите, являются небольшие размеры тел, широкое площадное распространение, сравнительно небольшая глубина формирования и тесная связь с высокоглиноземистым базальтоидным магматизмом. Обращает на себя внимание также приуроченность образований друзитового комплекса к области низкоградиентного метаморфизма повышенных давлений, которую представляет собой Беломорский мегаблок, что также сближает их с магматитами известково-щелочной серии.

Габбро-анортозиты колмозерского комплекса (Западные Кейвы)

Довольно близко к рассмотренным выше интрузивам стоят габбро-анортозиты колмозерского комплекса, расположенного в пределах Кейвско-Поросозерской мобильно-проницаемой зоны. Под мобильно-проницаемыми зонами в настоящей работе понимаются зоны, разделяющие крупные сегменты земной коры и характеризующиеся повышенной проницаемостью для мантийных расплавов в течение нескольких геологических циклов [Земная кора..., 1978]. До недавнего времени массивы колмозерского комплекса наряду с ачинским комплексом включались в состав единого кейвского комплекса габбро-анортозитов. Однако полученные в последнее время новые изотопно-геохронологические и структурно-метаморфические данные позволили пересмотреть эту точку зрения.

Геологическое положение. Колмозерский комплекс расположен в западной части Кейвской возвышенности, в районе оз. Колмозеро. Здесь наблюдаются два сравнительно небольших линзообразных массива метагаббро-анортозитов (рис. 7) — более крупный Южный (горы Патчемварака) и более мелкий Северный [Шарков, Сидоренко, 1975]. Южный массив имеет длину около 7 км при мощности 2 км. Однако его истинные размеры, вероятно, больше, так как он представляет собой тектонический клин, продолжения которого к тому же перекрыты четвертичными отложениями.

Массив сложен весьма однообразными среднезернистыми метагаббро-анортозитами. Породы имеют типичную кумулятивную структуру и состоят из близких к идиоморфным кристаллов плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены агрегатом вторичной роговой обманки, очевидно по пироксенам (рис. 8). Состав плагиоклаза по разрезу закономерно меняется (рис. 9), что свидетельствует о наличии в массиве скрытой расслоенности. Иногда, очень редко, отмечается ритмичная расслоенность, образованная чередованием лейкократовых и мезомеланократовых разновидностей пород. Мощность слоев варьирует от 3 до 20 см. Мощность ритмов 5—40 см.

Судя по ориентировке трахитоидности, массив, как и вмещающие гнейсы, круто (под углом 70—75°) падает на север-северо-восток. Характер расслоенности свидетельствует о том, что первоначально она была субгоризонтальной, а современная ориентировка массива может быть связана с наложенными деформациями.

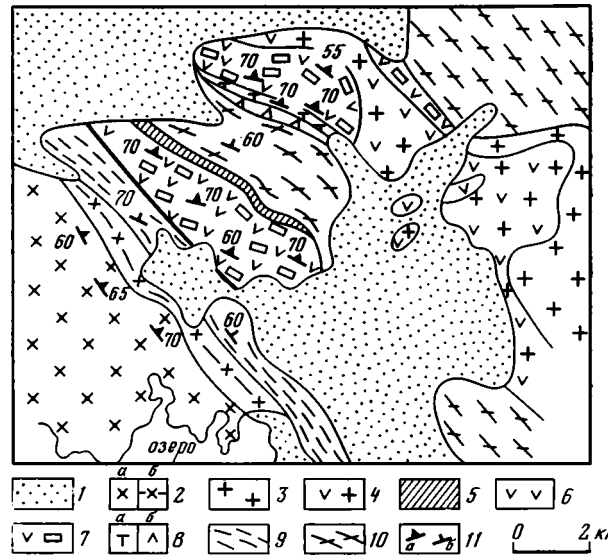


Рис. 7. Схематическая геологическая карта района Колмозерских массивов. Составил автор с использованием данных СЗТГУ и результатов личных наблюдений

1 — рыхлые образования;
2 — щелочные граниты (*а*), сланцы по ним (*б*);
3 — плагиомикроклиновые граниты;
4 — гранодиориты;
5 — хлоритовые сланцы по габбро-анортозитам;
6 — овоидные метагаббро-анортозиты;
7 — метагаббро-анортозиты;
8 — метаультрабазиты (*а*) и эндоконтактовые метагаббро (*б*);
9 — гранат-ставролитовые и двуслюдяные кристаллические сланцы серии полмос-порос;
10 — мигматизированные гранито-гнейсы Мурманского блока;
11 — элементы залегания первичной расслоенности (*а*), сланцеватости (*б*)

С юго-запада, по зоне разлома, массив контактирует с гранат-ставролитовыми и двуслюдяными гнейсами серии полмос-порос; с северо-востока, через зону хлоритовых бластомилонитов,— с мигматизированными гнейсо-гранитами Мурманского блока.

В 1,5 км к северу от него среди гранито-гнейсов расположен другой массив габбро-анортозитов. С севера он прорван интрузией гранодиоритов. Массив сложен в основном теми же метагаббро-анортозитами. В его лежачем боку сохранились ультраосновные дифференциаты, которые в Южном массиве, очевидно, срезаны разломом. Вдоль южного контакта устанавливаются мелкозернистые габбро-амфиболиты зоны закалки.

Как видно на рис. 9 (разрез *I*), метагаббро-анортозиты подстилаются мезомеланократовыми метагабброидами и метапироксенитами, которые, в свою очередь, сменяются серпентинизированными и тремолитизированными метаперидотитами с реликтами оливина Fa_{12-15}. В ультрабазитах наблюдается тонкая (10—20 см) ритмичная расслоенность, характеризующаяся чередованием метагабброидов и метаперидотитов.

Помимо указанных массивов, среди поля гранодиоритов встречены очень своеобразные «овоидные» габбро-анортозиты (см. рис. 8,*е*). Они характеризуются крупными, до 2—4 см в поперечнике, идиоморфными кристаллами темного плагиоклаза, погруженными в мелкозернистую основную массу, иногда с реликтами офитовой структуры. В настоящее время эта основная масса преобразована в амфиболит, о ее первичном минеральном составе данных нет. Во всех случаях порфировые выделения плагиоклаза являются монокристаллами. Нет оснований считать их ксенокристаллами или ксенолитами невскрытого анортозитового массива среди диабазов.

Соотношения «овоидных» метагаббро-анортозитов с окружающими гранодиоритами вследствие плохой обнаженности неясны; возможно, они являются ксенолитами в гранитоидах или более поздними дайкообразными телами.

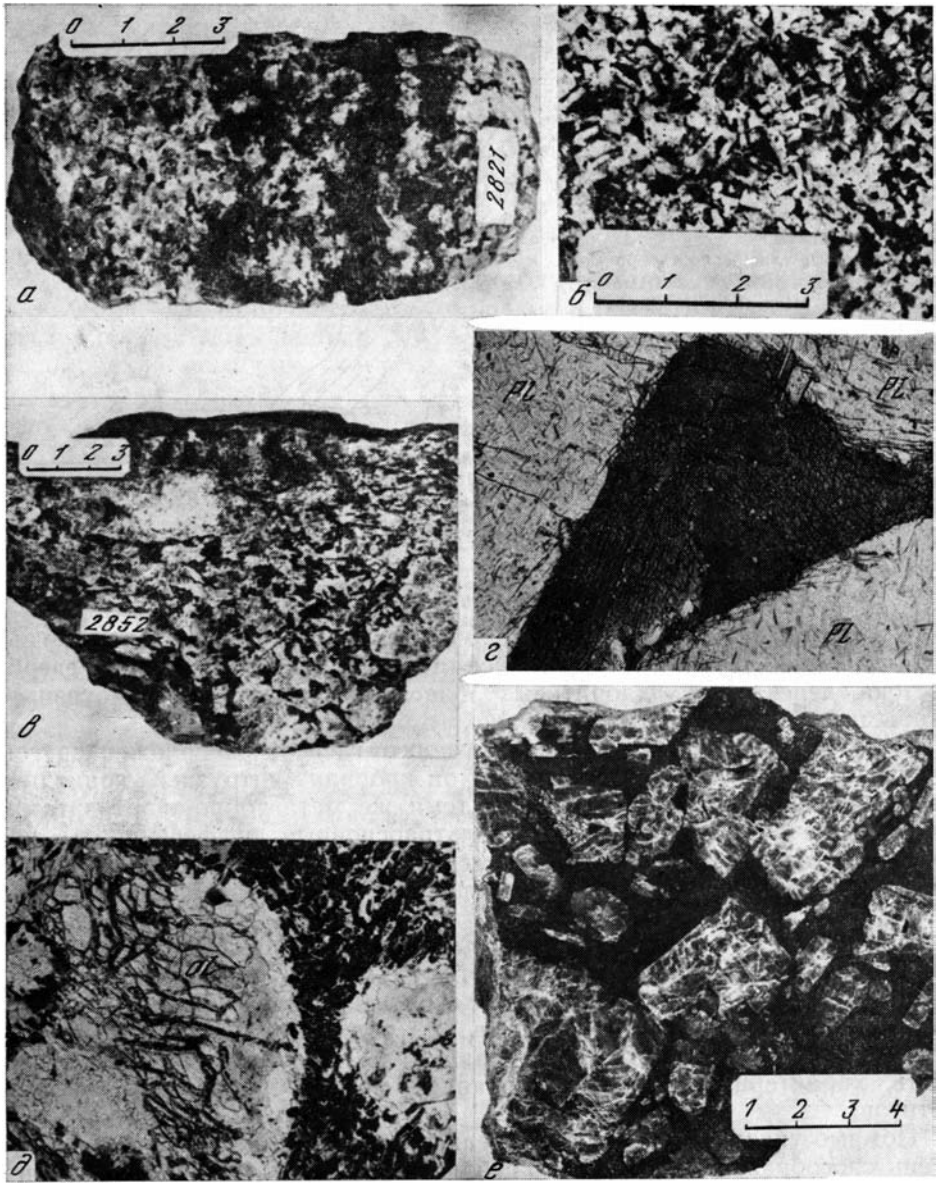


Рис. 8. Типичные текстуры и структуры пород массивов кейвского комплекса

а — расслоенность в породах; *б* — среднезернистый метагаббро-лабрадорит; *в* — такситовый метагаббро-лабрадорит; *г* — форма агрегата вторичной роговой обманки, повторяющего контур первичных интерстициальных пироксенов, метагаббро-лабрадорит, микрофото, шлиф 2762, ×30, ник.‖; *д* — реликтовая структура метаперидотита, микрофото, шлиф 2774, ×30, ник.‖; *е* — «овоидный» метагаббро-анортозит

Массивы: *а*, *б*, *г* — горы Большая Патчемварака; *в* — Ачинский, средняя часть разреза; *д* — Северный Колмозерской группы; *е* — горы Патчемварака

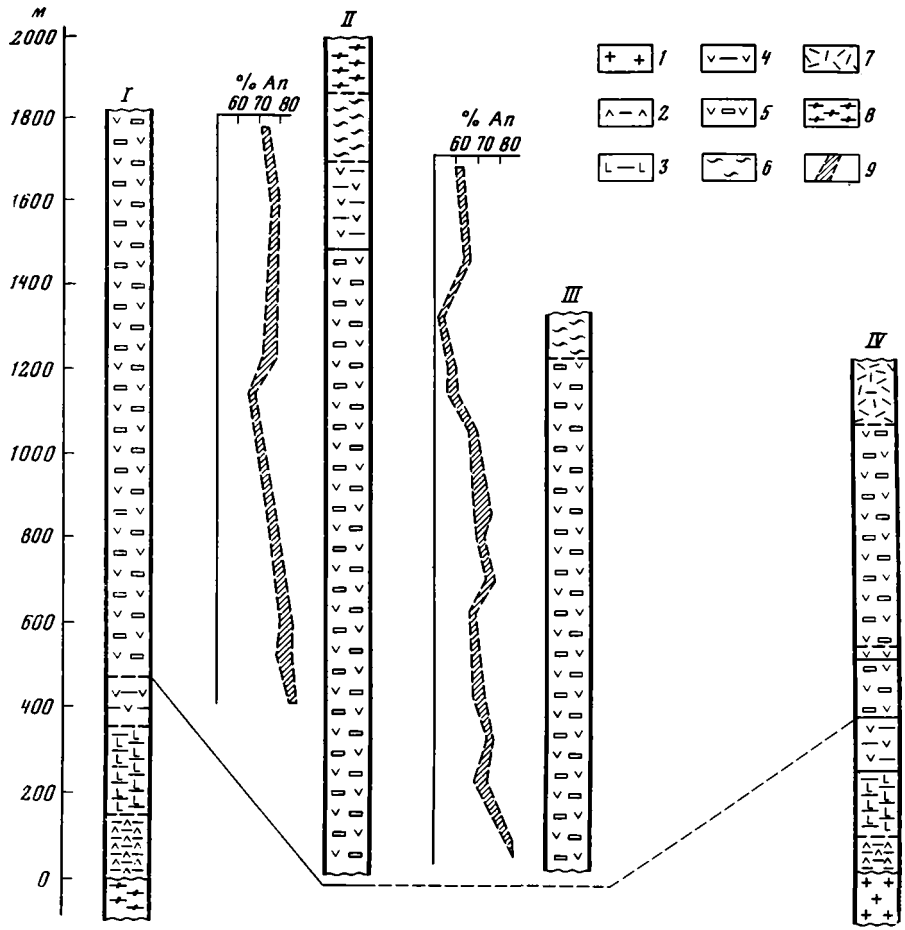


Рис. 9. Разрезы массивов кейвского комплекса

Массивы: *I—III* — Колмозерские, *IV* — Ачинский (разрез вдоль р. Поной)
1 — плагиомикроклиновые граниты; *2* — эндоконтактовые мелкозернистые плагиоклазовые амфиболиты; *3* — метаультрабазиты; *4* — меланократовые метагаббро; *5* — метагаббро-анортозиты и анортозиты; *6* — хлоритовые сланцы; *7* — гранат-биотитовые гнейсы лебяжинской свиты; *8* — гранито-гнейсы Мурманского блока; *9* — изменения состава плагиоклаза по разрезу интрузий

Возрастное положение. Возраст колмозерского комплекса определяется изотопными датировками прорывающих массив горы Патчемварака редкометальных пегматитов, возраст которых по U-Th-Pb методу оценивается в 2750±50 млн. лет [Пушкарев и др., 1978].

Петрография пород. Метагаббро-анортозиты рассмотренных массивов образованы лабрадор-битовнитом An_{64-85} (70—95% объема), зеленой роговой обманкой и второстепенными минералами — апатитом, титаномагнетитом, кварцем. Роговая обманка развивается в связи с наложенной сланцеватостью и, несомненно, имеет вторичный характер, ассоциируясь с клиноцоизитом. Ультрабазиты в основном превращены в тремолит-актинолитовые амфиболиты с призматическим габитусом амфибола. Судя по характеру вторичных парагенезисов, метаморфизм пород происходил в условиях кианит-силлиманитовой фациальной серии

Таблица 3

Химический состав (в вес.%) пород колмозерского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	38,38	41,82	48,74	49,00	48,69	49,09	50,74	46,36	46,58	50,11	49,14	48,25	49,94	48,42
TiO_2	0,18	0,11	0,29	0,66	0,32	1,09	0,44	0,13	0,11	0,31	0,11	0,59	0,62	0,54
Al_2O_3	6,99	12,02	14,89	9,47	18,49	14,42	14,56	26,43	26,36	28,29	30,48	24,44	24,32	17,23
Fe_2O_3	5,87	2,78	4,25	1,16	4,88	2,58	0,16	1,07	1,09	0,35	1,20	1,77	2,60	3,96
FeO	7,56	6,83	3,05	9,28	4,41	9,76	10,03	3,56	3,58	2,68	1,45	5,54	4,72	8,33
MnO	0,25	0,15	0,14	0,08	Следы	0,23	0,07	0,06	0,06	0,04	0,04	0,12	0,07	0,15
MgO	27,44	23,95	12,66	13,77	6,99	7,71	7,82	4,20	4,03	1,60	0,70	3,18	2,42	6,41
CaO	4,32	6,70	14,08	12,76	13,00	11,67	12,37	14,82	14,85	13,34	15,34	11,31	9,36	9,40
Na_2O	0,10	0,16	0,91	0,34	2,88	1,97	1,33	1,55	1,65	1,83	1,21	3,33	3,73	2,38
K_2O	0,05	0,05	0,24	0,60	0,17	0,40	0,69	0,48	0,57	0,62	0,10	0,06	1,04	0,69
P_2O_5	—	—	—	0,20	—	Не опр.	0,05	—	—	0,05	—	0,09	—	—
SO_3	—	—	—	0,18	—	»	0,03	—	—	0,04	—	—	—	—
H_2O_{105}	0,02	0,14	0,08	0,04	—	0,02	0,06	} 0,86	} 0,86	0,07	Нет	0,18	0,12	0,16
П.п.п.	8,38	4,66	0,40	1,56	0,70	1,52	1,58			0,65	0,16	1,03	1,16	2,10
Сумма	99,54	99,37	99,73	99,21	100,53	100,46	100,07	99,52	99,74	100,10	99,93	99,89	100,10	99,77
Or	—	—	1,67	3,34	1,11	2,23	3,90	2,78	3,34	3,34	0,56	0,56	6,11	3,90
Ab	1,05	1,57	7,86	2,62	24,64	16,78	11,01	12,58	14,16	15,20	9,96	21,38	31,46	20,45
An	18,64	31,99	35,88	23,92	36,16	29,21	31,99	63,97	62,86	65,92	76,21	51,18	46,45	34,21
Cpx	2,19	1,11	26,58	31,95	22,53	23,60	28,03	5,11	8,81	—	—	3,89	—	10,30
Opx	21,38	21,07	27,07	34,04	0,73	19,07	21,82	6,24	—	8,11	3,32	2,62	4,74	20,87
Ol	43,83	34,80	—	—	13,50	2,60	1,75	5,45	8,20	—	—	8,22	5,01	0,93
Q	—	—	—	1,50	—	—	—	—	—	4,65	7,43	—	—	—
Mt	8,57	2,55	6,02	1,62	6,95	3,70	0,15	1,39	1,62	0,46	1,62	2,55	3,70	5,79
Il	0,46	0,15	0,61	1,37	0,61	1,21	0,76	0,15	0,15	0,61	0,15	1,21	1,21	1,06
Cor	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,61	0,51	—	—	—
%*An*	97	95	82	90	60	64	74	84	82	81	88	64	60	63
f	9,0	12,5	4	25	13,5	38	40	29	30	43,5	41	43	41	35

Примечание. 1 — метаперидотит, обр. 2774; 2 — метапироксенит, обр. 2774-а; 3 — меланократовое метагаббро, обр. 2772; 4 — амфиболит; 5 — метагаббро, обр. 7820; 6 — эндоконтактовый метагаббро-амфиболит, обр. 2775; 7—11 — метагаббро-анортозиты (8 — обр. 1302, 11 — обр. 2772); 12, 13 — «овоидный» метагаббро-анортозит; 14 — основная масса «овоидного» метагаббро-анортозита, обр. 2874.

Образцы из массивов: 1—3, 6, 11 — Северного; 4, 5, 7—10 — Южного (гора Патчемварака); 12—14 — ксенолиг (?) среди гранодиоритов.

Анализы по данным: 4, 7, 10 — Е. А. Гедовиус и И. А. Матроз, 5 — И. В. Гинзбург, 8, 9 — Н. В. Карпинской и др., 12, 13 — Л. Л. Гарифулина и Э. В. Быковой, остальные — из коллекции автора, выполнены в химлаборатории ИГГД АН СССР, аналитик З. К. Зульфикарова.

[Глебовицкий, 1973] и является изофациальным с метаморфизмом пород серии полмос-порос.

Химический состав. Данные по составу пород колмозерского комплекса приведены в табл. 3. Обращает на себя внимание низкая титанистость пород, особенно ультрамафитов, их высокая магнезиальность и исключительно высокая основность нормативного плагиоклаза.

Состав исходного расплава. Исходный расплав интрузивов, определенный по составу пород зоны закалки (см. табл. 3), отвечает составу оливинового толеита несколько повышенной глиноземистости. Ввиду более низкой лейкократовости исходного расплава по сравнению с расплавом друзитового комплекса здесь значительно существеннее роль ультрабазитов, составляющих не менее 10% разреза.

Ввиду очень сильной вторичной переработки пород данных об условиях кристаллизации массивов недостаточно. Однако, судя по нормативному составу пород (см. табл. 3), метаультрабазиты отвечают троктолитам или оливиновым норитам, т. е. породам, для которых можно предполагать наличие парагенезисов кумулятивных минералов *Ol*+*Pl* и (или) *Ol*+*Pl*+*OPx*. Как было показано ранее [Шарков, 1980], подобные парагенезисы магматических минералов возникают при давлении 5—7 кбар.

Массивы колмозерского комплекса относятся к ряду инициальных магматических образований Кейвско-Поросозерской мобильно-проницаемой зоны на ребольском этапе ее развития. Как видно из приведенных геологических и петрохимических данных, они довольно сходны с рассмотренными выше массивами друзитового комплекса, отличаясь от них более крупными размерами, повышенной ролью ультрамафитов и более высокой основностью нормативных плагиоклазов.

Габбро-анортозиты мончетундровского комплекса

Еще один тип ассоциаций анортозитов с породами основного и ультраосновного состава представляет собой Мончетундровский интрузив. Под этим названием автором объединяются крупный габбро-анортозитовый массив Главного хребта (хребтов Монче-Чуна-Волчьих — Лосевых Тундр) и примыкающий к нему с востока Мончегорский плутон ультраосновных и основных пород. Такое объединение является в настоящее время дискуссионным, и поэтому описание массивов будет дано раздельно. К этому же типу массивов относится крупный, сильно тектонически нарушенный интрузив Панских — Федоровых Тундр, а также массивы Олангской группы в Северной Карелии, Суоте-Нярянкаваара в Северной Финляндии и др.

Геологическое положение. Интрузив Главного хребта расположен в центральной части Кольского полуострова, протягиваясь в субмеридиональном направлении на расстояние 100 км при ширине от 1—2 км в северной части до 10—20 км в южной (рис. 10). Он известен со времен рекогносцировочных работ А. Е. Ферсмана. Дальнейшие исследования массива связаны с именами О. А. Воробьевой, Д. В. Шифрина, С. Д. Покровского и др. Долгое время он считался раннекарельской крутопадающей интрузией трещинного типа, однако исследования Б. А. Юдина [Козлов и др., 1967] показали, что массив является пологозалегающим телом, и это было подтверждено геофизическими работами [Шкорбатов, Перфилова, 1964].

Массив расположен между двумя мегаблоками — Кольским и Беломорским — и в настоящее время представлен серией крупных тектонических блоков, являясь, по определению А. А. Полканова [1946],

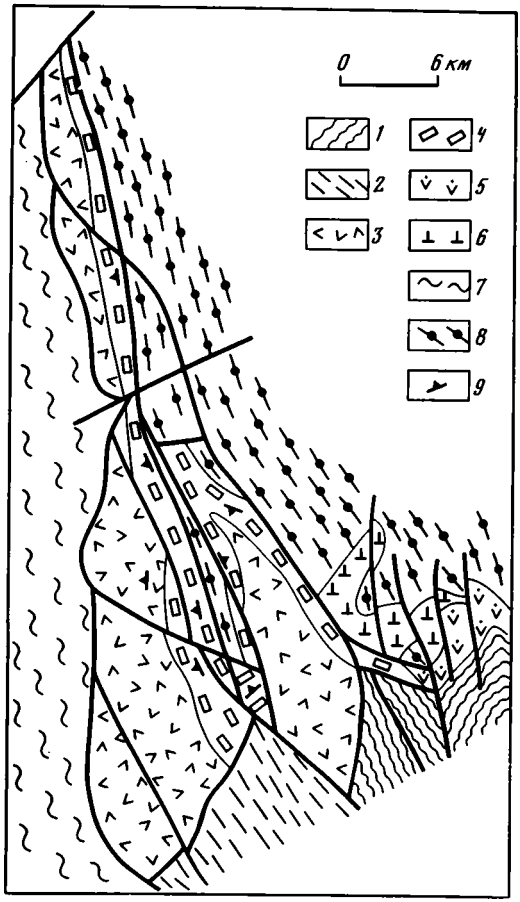


Рис. 10. Схема геологического строения Мончетундровского массива

1 — вулканогенно-осадочные образования серии имандра-варзуга;
2 — амфиболовые гнейсы и амфиболиты тундровой серии;
3 — 6 — образования Мончетундровского массива:
3 — крупнозернистые габбро-норито-анортозиты,
4 — трахитоидные габбро-норито-анортозиты и габбро-нориты,
5 — нориты,
6 — ультрамафиты;
7 — гнейсы и мигматиты беломорской серии;
8 — кристаллические сланцы кольской серии;
9 — залегание расслоенности

«мертвым телом». Почти со всех сторон он ограничен тектоническими нарушениями, а доступная изучению его часть состоит из двух крупных тектонических блоков — Мончетундровского и Чуна-Волчьетундровского, разделенных узкой полосой гнейсов [Шарков, 1980]. Форма блоков определяется конфигурацией ограничивающих их разломов. Мощность Мончетундровского блока, по расчетам С. С. Шкорбатова и А. П. Перфиловой [1964], составляет 3,5—4 км, а Чуна-Волчьетундровского — 4,5—6 км. Гравитационные данные указывают на погружение массива в юго-восточном направлении, под породы тундровой серии, образованные преимущественно амфиболовыми гнейсами.

Первичные интрузивные соотношения массива с образованиями кольской серии сохранились лишь в северной части хребта Монче-Тундра [Шарков, 1980] и на горе Кивайвынч, хребте Волчья Тундра [Дубровский и др., 1974]. Все остальные контакты — тектонические, через зоны совместного рассланцевания, достигающие в ряде случаев мощности 0,5 км. В контакте с образованиями беломорской серии бластомилониты по габбро-анортозитам частично подвергаются мигматизации.

Изучение характера распространения пород в пределах массива позволило установить, что по вертикали он четко разделяется на три зоны (рис. 11).

Зона габбро-норитов образует нижнюю часть разреза массива. Она состоит из ритмичного переслаивания среднезернистых габбро-норитов, оливиновых габбро-норитов, плагиоклазовых лерцолитов и вебстеритов. Преобладающей породой являются среднезернистые габбро-нориты. Кумулятивными фазами в пределах зоны являются плагиоклаз (An_{78-80}) + ортопироксен (Fs_{22-23}) + клинопироксен ($Ca_{37}Mg_{51}Fe_{12}$) ± оливин (Fa_{20-22}). Строение зоны в латеральном направлении неоднородно.

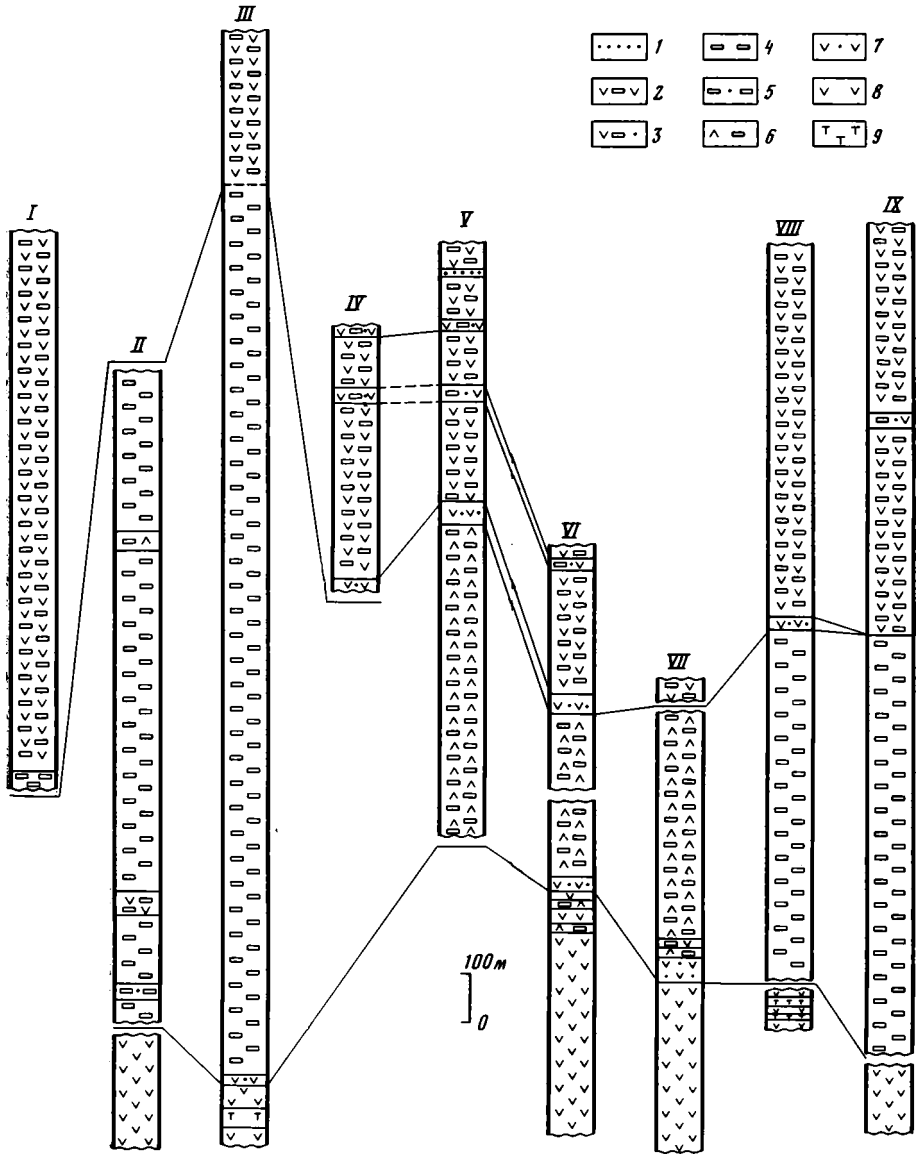


Рис. 11. Типичные разрезы массива Главного хребта

I—III — хребет Чуна-Тундра: *I* — южная часть хребта, южный склон горы Райненчорр, *II* — средняя часть хребта, гора Эбручорр, *III* — северная часть хребта, гора Коттичорр; *IV—VII* — хребет Монче-Тундра: *IV* — западный склон горы Хипик, *V* — восточный склон горы Хипик, *VI* — северное окончание хребта, восточный склон горы Ольнеончорр, *VII* — меридиональный разрез через северную часть хребта, гора Ольнеончорр; *VIII*, *IX* — хребет Волчья Тундра: *VIII* — южная часть хребта, южный склон горы Волчья Тундра, *IX* — западный склон хребта, район Никелевого ручья

1 — габбро-анортозиты с сидеронитовой структурой; *2* — крупнозернистые габбро-анортозиты; *3* — оливинсодержащие габбро-анортозиты; *4* — анортозиты; *5* — оливиновые анортозиты; *6* — габбро-норито-анортозиты; *7* — троктолиты; *8* — габбро-нориты; *9* — плагиоклазовые лерцолиты

Оливинсодержащие разновидности пород встречаются только в центральных частях массива (западный склон хребта Монче-Тундра, восточные склоны хребтов Чуна- и Волчья-Тундра). На северном окончании хребта Монче-Тундра и на его восточном склоне зона сложена среднезернистыми габбро-норитами. Мощность зоны не менее 500—600 м, полная мощность неизвестна, так как ее нижний контакт не наблюдался.

Зона трахитоидных габбро-норит-анортозитов и анортозитов образует среднюю часть разреза массива. Она сложена однообразными трахитоидными габбро-норито-анортозитами и анортозитами. Характерная особенность пород зоны — резкий идиоморфизм плагиоклаза (An_{67-76}) по отношению к пироксенам, представленным инвертированным пижонитом (Fs_{34-35}) и авгитом ($Ca_{29}Mg_{50}Fe_{21}$) с грубыми пластинами распада твердых растворов. С востока на запад наблюдается постепенный переход габбро-норито-анортозитов в анхимономинеральные анортозиты, слагающие все восточные склоны хребтов Волчья- и Чуна-Тундры.

В основании зоны прослеживается невыдержанный горизонт лейкократовых троктолитов (кумулус-плагиоклаз An_{75-76} и оливин Fa_{22-25}). Мощность зоны в пределах хребта Чуна-Тундра и в центральной части хребта Монче-Тундра составляет 2—2,5 км; к северу мощность зоны убывает, составляя в хребте Волчья-Тундра всего 0,3—0,5 км.

Зона крупнозернистых габбро-анортозитов слагает верхние части разреза массива в Монче-, Чуна- и Волчья-Тундре. В отличие от подстилающих трахитоидных анортозитов эти породы имеют массивную текстуру и неравномернозернистое сложение с неясно выраженной расслоенностью. Минеральный состав пород тот же, только снижается основность плагиоклаза (An_{63-65}) и магнезиальность пироксенов — ромбического до Fs_{43} и моноклинного до $Ca_{23}Mg_{50}Fe_{27}$. Породы однородны и по разрезу, и в латеральном направлении. В основании зоны также прослеживается невыдержанный горизонт троктолитов (плагиоклаз An_{66}, оливин Fa_{35}). Мощность зоны, судя по наблюдениям в хребте Чуна-Тундра, составляет не менее 2,5—3 км. Полная мощность неизвестна, так как породы более высоких уровней уничтожены эрозией.

Типичные структуры пород приведены на рис. 12. Пространственная ориентировка расслоенности в массиве характеризуется в общем выдержанным субмеридиональным простиранием и закономерно меняющимся падением: в пределах хребта Монче-Тундра структуру можно определить как синклиналеподобную, полого погружающуюся на юго-восток. С запада и востока массив оборван разломами, срезающими первично-магматические структуры (см. рис. 10).

В пределах хребтов Чуна-, Волчья-Тундра и Лосевая Тундра массив представляет собой тело, ориентированное в меридиональном направлении. Расслоенность здесь под разными углами (от пологих, 30—40°, на горе Кивайвынч до крутых, 60—70°, в южной части) падает на запад.

Вторичные изменения пород массива наиболее проявлены вдоль зон рассланцевания, окружающих его со всех сторон. В центральных частях блоков они выражены значительно слабее, а иногда и совсем не улавливаются обычными петрографическими методами.

По мнению В. А. Масленникова, массив Главного хребта является фундаментом кольской серии, налегающей на него с конгломератами в основании. Основой для такого заключения явились находки линзовидных тел конгломератоподобных пород, наблюдавшихся в четырех пунктах вдоль контакта массива с образованиями кольской серии. Последующими работами было установлено, что часть из них представляют собой кластические дайки порфиритов с ксенолитами габброидов [Козлов,

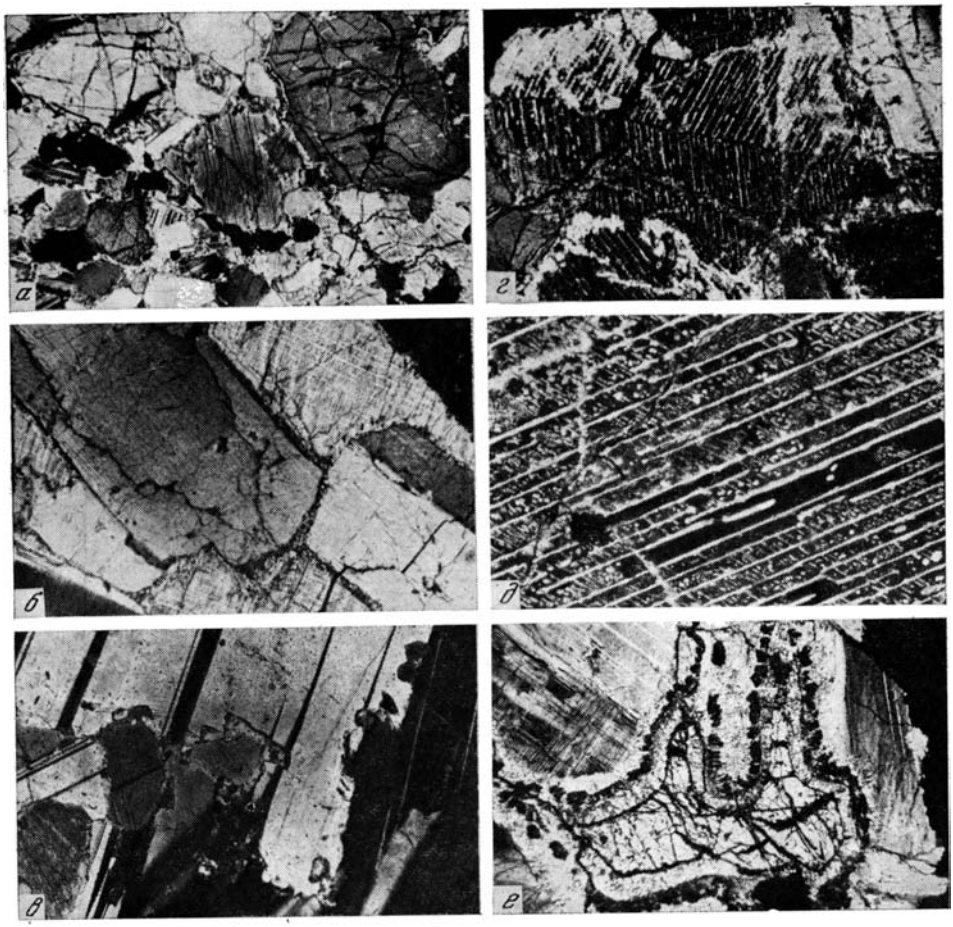


Рис. 12. Типичные структуры пород массива Главного хребта (микрофото)

а — габбро-норит (пироксен-плагиоклазовый кумулят), шлиф 508, ×27, ник. +; *б* — габбро-норито-анортозит (плагиоклазовый кумулят), шлиф 328, ×27, ник. +; *в* — анхимономинеральный анортозит, шлиф 95, ×27, ник. +; *г* — инвертированный пижонит в габбро-норито-анортозите, шлиф 335, ×27, ник. +; *д* — характер структур распада твердого раствора в инвертированном пижоните из габбро-норито-анортозита, шлиф 101, ×70, ник. +; *е* — соотношения оливина и плагиоклаза в оливинсодержащих габбро-анортозитах, шлиф 1554, ×27, ник. +

Юдин, 1974; Прияткина, Шарков, 1979] или тектонические брекчии [Богданов, 1971; Другова, 1971].

Таким образом, в настоящее время доказательства более молодого возраста гнейсов кольской серии по отношению к массиву Главного хребта отсутствуют.

Одним из наиболее дискуссионных вопросов геологии массива Главного хребта являются его соотношения с Мончегорским никеленосным плутоном ультраосновных и основных пород, отделенным от массива крупным разломом типа сброса с вертикальной амплитудой перемещения около 1,5 км [Докучаева, Ланев, 1967]. Этот плутон имеет площадь около 50 км^2 и прорывает образования кольской серии. Он имеет автономную внутреннюю структуру и образован ритмичным чередованием дунитов, гарцбургитов, бронзититов и норитов [Елисеев, 1956; Козлов и др., 1967; Шарков, 1971, 1980; и др.].

Таблица 4

Химический состав (вес.%) пород мончетундровского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	46,44	51,62	41,91	51,20	48,16	47,12	48,70	50,58	48,96	48,67	50,62	51,63	49,08
TiO_2	0,28	0,08	0,10	0,16	0,17	0,17	Следы	0,22	0,18	0,23	Сл.	0,29	0,09
Al_2O_3	6,73	18,52	6,70	14,55	19,21	21,38	18,72	19,74	22,20	19,14	16,40	20,59	24,74
Fe_2O_3	2,67	0,92	3,92	0,50	0,16	0,96	1,56	0,27	1,06	2,46	1,50	0,44	1,13
FeO	8,88	5,46	6,55	5,09	5,04	4,75	8,80	4,10	5,11	5,47	7,38	4,38	4,82
MnO	0,15	0,12	Следы	0,14	0,16	0,13	0,18	0,10	0,11	0,12	0,16	0,13	0,09
MgO	28,00	10,36	27,28	11,92	9,79	8,05	9,54	8,18	4,37	4,65	7,99	5,03	4,93
CaO	5,55	9,70	5,91	14,54	13,88	12,76	9,72	13,40	14,14	14,03	12,82	13,95	11,90
Na_2O	0,98	2,12	0,63	1,10	1,54	2,04	1,87	1,77	2,38	2,60	2,01	2,92	2,59
K_2O	0,32	0,25	0,24	0,10	0,16	0,18	0,24	0,08	0,35	0,47	0,32	0,02	0,22
P_2O_5	—	0,01	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—	0,014	—
H_2O_{105}	—	0,06	0,26	Следы	0,10	0,06	0,12	0,41	0,08	0,68	0,08	0,15	0,18
П.п.п.	—	0,78	6,03	0,89	1,16	1,83	1,10	0,86	0,77	1,16	1,16	0,60	0,46
Сумма	100,00	100,00	99,53	100,19	99,53	99,43	100,55	99,73	99,71	100,68	99,84	100,144	100,23
Or	1,67	1,11	1,11	0,56	1,11	1,11	1,11	0,56	1,67	2,78	1,67	—	1,11
Ab	8,39	17,83	5,24	9,44	13,11	17,30	15,73	14,68	19,92	22,02	16,78	24,64	22,02
An	13,07	40,33	15,02	33,38	44,78	48,68	42,00	45,62	49,23	38,66	35,32	43,11	54,79
Cpx	11,46	6,24	11,48	31,01	19,37	11,93	4,87	16,78	17,16	25,30	22,88	21,34	3,40
Opx	25,49	31,51	18,26	22,51	12,20	2,93	24,13	10,23	3,68	—	15,77	8,10	8,86
Ol	32,52	0,30	39,94	1,04	8,66	14,33	8,70	—	5,20	4,73	3,88	0,90	3,56
Q	—	—	—	—	—	—	—	6,01	—	—	—	—	—
Cor	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	3,94	1,39	5,33	0,23	0,23	0,93	2,32	0,46	1,39	3,70	2,08	0,70	1,39
Il	0,60	0,15	0,15	0,30	0,30	0,30	—	0,46	0,30	0,76	—	0,61	0,15
%*An*	61	69	74	78	77	75	73	76	71	64	68	65	71
f	14	21	9	19	19	22	24	32	37	33	32	30	34

Таблица 4 (окончание)

Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	50,34	50,54	52,25	51,87	51,86	47,86	54,59	50,40	50,96	50,66	50,25	49,66	52,15
TiO_2	0,06	0,27	0,31	0,26	0,10	2,10	0,64	0,13	0,15	0,79	0,41	0,35	0,36
Al_2O_3	28,64	24,62	16,53	28,33	29,32	19,57	20,16	25,91	24,77	23,37	21,70	24,31	15,37
Fe_2O_3	1,05	1,02	0,98	0,65	0,48	2,82	2,78	1,40	1,50	2,44	1,17	0,81	1,25
FeO	1,65	3,08	6,88	1,57	1,26	8,38	5,39	2,66	3,66	4,60	4,26	4,34	7,01
MnO	0,04	0,07	0,11	0,02	0,02	0,15	0,11	0,06	0,07	0,09	0,11	0,09	0,17
MgO	1,35	2,83	8,14	0,63	0,57	3,89	3,66	2,30	2,94	1,86	4,30	3,28	10,58
CaO	13,05	13,38	11,55	12,60	12,42	12,00	7,57	13,39	12,13	12,40	13,30	12,96	10,92
Na_2O	3,26	3,03	2,22	3,56	3,10	2,27	4,35	3,05	2,97	2,99	2,58	2,52	1,88
K_2O	0,24	0,29	0,28	0,08	0,10	0,28	0,13	0,29	0,31	0,34	0,25	0,06	0,33
P_2O_5	—	0,04	Нет	0,08	0,01	0,07	0,21	—	—	—	—	0,03	—
H_2O_{105}	0,28	—	—	0,20	0,24	0,27	0,15	0,28	0,36	0,10	0,12	0,33	—
П.п.п.	0,32	0,78	1,08	0,28	0,54	0,43	0,43	0,38	0,70	0,84	1,18	0,93	—
Сумма	100,28	99,95	100,83	100,33	100,02	100,09	100,17	100,25	100,52	100,48	99,63	99,67	100,02
Or	1,11	1,67	1,67	0,56	0,56	1,67	0,56	1,67	1,67	1,67	1,11	0,56	0,18
Ab	27,79	25,69	18,35	29,89	26,22	18,87	36,70	25,69	25,17	25,17	22,02	20,97	16,50
An	62,86	52,57	34,49	61,19	61,75	42,28	35,32	56,18	53,40	49,51	47,01	54,79	33,63
Cpx	1,61	11,17	18,52	1,14	—	14,21	1,83	8,49	5,73	9,93	15,39	7,84	17,53
Opx	4,25	6,01	22,68	2,88	3,25	12,73	14,93	4,58	10,32	4,94	9,43	11,31	28,05
Ol	0,45	—	—	—	—	—	—	1,00	—	—	—	—	—
Q	—	—	1,38	2,46	5,17	1,32	4,75	—	1,08	3,18	0,78	0,72	0,18
Cor	—	—	—	—	0,71	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	1,16	1,39	1,39	0,93	0,70	3,94	3,94	0,23	1,62	3,47	1,62	1,16	1,65
Il	0,15	0,61	0,61	0,61	0,15	3,95	1,21	0,30	0,30	1,52	0,76	0,61	0,77
%*An*	69	67	65	67	70	69	49	69	68	66	68	72	—
f	35	33	30	47	50	44	36	42	37	46	31	39	—

Примечание. 1 — средний ультрамафит Мончегорского плутона (из 26 анализов); 2 — средний норит Мончегорского плутона (из 3 анализов); 3—5 — породы зоны габбро-норитов: 3 — плагиоклазовый лерцолит (обр. 78[в]), 4 — габбро-норит (обр. 508), 5 — оливиновый габбро-норит (обр. 80); 6—18 — породы зоны трахитоидных габбро-норито-анортозитов: 6, 7 — троктолиты (обр. 195, 353), 8—13, 15, 16 — габбро-норито-анортозиты (обр. 353, 173, 58[б], 179[а], 377, 104, 25, 26), 14, 17, 18 — анортозиты (обр. 95, 348, 835); 19—25 — породы зоны крупнозернистых габбро-анортозитов (обр. 705, 796, 100, 103, 162б, 179, 238); 26 — эндоконтактовые нориты Мончегорского плутона (среднее из 6 анализов).

Анализы по данным: 1 — Н. А. Елисеева с соавторами [1956]; 8, 12, 15—20, 25 — Е. К. Козлова с соавторами [1967]; 26 — Е. В. Шаркова [1974]; остальные — из коллекции автора.

По характеру разреза, особенностям ритмичной расслоенности, структурам и текстурам пород, их вещественному составу и составу породообразующих минералов Мончегорский плутон аналогичен ультрамафической зоне комплекса Стиллоутер [Jackson, 1961] и базальной зоне Бушвельда [Уиллемз, 1973]. Химический состав пород зоны закалки этого плутона соответствует толеитовому базальту (табл. 4), что также сближает его с указанными массивами. В случае справедливости этого предположения мы по аналогии с классическими массивами должны были бы иметь мощную существенно габбро-анортозитовую серию пород, перекрывающих эти образования. Это позволяет по-новому взглянуть на массив Главного хребта, который по своим вещественно-текстурным особенностям отвечает Главной зоне Бушвельда и Анортозитовой зоне Стиллуотера [Шарков, 1971].

Разбуривание зоны контакта между Мончегорским плутоном и массивом Главного хребта, а также бурение в пределах последнего выявили зону ритмичного переслаивания гарцбургитов, бронзититов, норитов, аналогичных породам плутона, и габбро-норитов и анортозитов массива Главного хребта [Докучаева, Ланев, 1967; Козлов и др., 1974; Соколова, 1979; и др.]. По своим особенностям эти образования могут быть сопоставлены с Критической зоной Бушвельда и Полосчатой зоной — Стиллуотера.

Таким образом, имеющиеся геолого-петрологические данные свидетельствуют о том, что массив Главного хребта и Мончегорский плутон представляют собой части ранее единого крупного расслоенного массива, впоследствии разобщенные разломом и по-разному эродированные. В последнее время эта точка зрения получила подтверждение в работах В. Н. Соколовой [1979].

Возрастное положение. До недавнего времени Мончегорский плутон считался среднепротерозойским образованием [Елисеев и др., 1956; Козлов, 1973], а массив Главного хребта — нижнепротерозойским [Козлов и др., 1967]. Однако полученные в последние годы геологические и геохронологические материалы позволяют по-новому рассмотреть эту проблему.

Изотопно-геохронологические данные по изученному комплексу крайне противоречивы. Как для того, так и для другого массива отмечаются значения от 1,4 до 9,8 млрд. лет (по K-Ar методу) [Герлинг и др., 1965; Масленников, 1969]. Валовые определения и определения по плагиоклазу и роговой обманке в основном группируются около значений 1800—2000 млн. лет. Как известно, плагиоклаз является минералом, в первую очередь подвергающимся перекристаллизации при любом наложенном тектоно-метаморфическом процессе. Очевидно, появление этой группы цифр следует связывать с метаморфическими преобразованиями пород в процессе развития Лапландского глубинного разлома свекофенского возраста, в зону которого попадает массив [Прияткина, Шарков, 1979].

Геологический смысл более древних датировок неясен и в настоящее время является предметом оживленной дискуссии. Наиболее вероятным возрастом мончегорских пород считается 3000±200 млн. лет [Герлинг и др., 1965] или 2885±380 млн. лет [Тугаринов, Бибикова, 1975], хотя данные Pb-Sr метода скорее свидетельствуют о возрасте порядка 2000±100 млн. лет [Birck, Allegre, 1973].

Мончетундровский интрузив прорывает архейские образования кольской серии с возрастом свыше 3300 млн. лет [Геохронологические рубежи..., 1972]. Судя по характеру автономной внутренней структуры массива, вмещающие породы в момент его внедрения играли роль

жесткой рамы и, как следует из парагенезиса автометаморфических минералов, отвечающих условиям зеленосланцевой фации, их температура была ниже 400° С. Это обстоятельство позволяет считать, что во время внедрения массива Центрально-Кольский сегмент уже представлял собой относительно холодную жесткую структуру. Согласно последним данным [Земная кора..., 1978], такая стабилизация региона имела место примерно 2500 млн. лет назад, в конце ребольского цикла, а также 2300—2200 млн. лет, назад в конце сумия. Если ориентироваться на изотопные определения, более вероятным представляется второй вариант, т. е. что внедрение массива произошло в начале свекофенской фазы. Вторичная переработка массива, приведшая к формированию современного плана строения, связано с развитием позднесвекофенского Лапландского глубинного разлома.

Другим аналогичным массивом на Кольском полуострове является интрузив Панских—Федоровых Тундр (см. рис. 1). В отличие от Мончетундровского он вытянут в субширотном направлении, имея сходные размеры — 80 км в длину при 5—6 км в ширину в западной части и 2—3 км в восточной. Самое западное его окончание смещено по крупному Цагинскому разлому на юг и известно в качестве массива Федоровых Тундр [Козлов, 1973].

Вдоль северной границы массива Панских Тундр местами устанавливается интрузивный контакт его с образованиями архея. На всем остальном протяжении массив контактирует с более поздними щелочными гранитами. Весь южный контакт с образованиями серии имандра-варзуга тектонический.

Разрез западной части массива, на участке Федоровых Тундр, начинается с переслаивания гарцбургитов, бронзититов и норитов. В западной части собственно Панских Тундр разрез начинается с бронзититов, которые путем ритмичного переслаивания сменяются норитами и далее габбро-норитами, аналогичными габбро-норитам нижней части разреза массива Главного хребта. Эти габбро-нориты слагают основной объем западной части массива, где их полная мощность достигает 1000 м. Таким образом, в отличие от Мончетундровского массива, где эти дифференциаты разобщены разломом, здесь они входят в единый разрез. В верхней части макрослоя габбро-норитов встречаются прослои, где единственным кумулятивным минералом является плагиоклаз, т. е. габбро-анортозиты («пойкилитовые габбро-нориты» по А. Ю. Одинец [Козлов, 1973]). Завершается разрез зоны ритмичным переслаиванием плагиоклазовых лерцолитов, габбро-норитов и троктолитов, габбро-анортозитов («верхний пласт оливиновых пород» предшествующих исследователей), аналогичным зоне переслаивания, устанавливаемой в основании разреза Главного хребта на участках Чуна- и Волчьих Тундр. Верхняя часть западной половины Панских Тундр образована плагиоклазовыми кумулятами.

В восточной части массива, отделенной от западной заболоченной депрессией, развиты исключительно метагаббро-норито-анортозиты, по текстурам, структурам и составу породообразующих минералов аналогичные трахитоидным и крупнозернистым метагаббро-анортозитам хребта Монче-Тундра. В целом восточная часть массива является продолжением разреза его западной части и, по мнению автора, возможно, представляет собой клин, тектонически смещенный на восток. Имеющиеся материалы не подтверждают представлений Е. К. Козлова [1973] о многофазности формирования этого интрузива.

Среди габбро-норитов и габбро-норито-анортозитов интрузива Панских Тундр широким развитием пользуются послойные инъекции мел-

козернистых габбро-норитов, иногда содержащих обильную вкрапленность титаномагнетита («магнетитовые габбро»), а также сегрегации и жилы габбро-пегматитов.

Сходное с указанными массивами строение имеют интрузивы Олангской группы в Северной Карелии [Лавров, 1980] и групп Кеми-Сухалко и Суоте-Нярянкаваара в Северной Финляндии [Piirainen et al., 1974].

Петрография пород. Плагиоклазовые кумуляты слагают основной объем сохранившейся части массива Главного хребта. Выделяются две разновидности таких кумулятов: 1) трахитоидные габбро-норито-анортозиты и анортозиты средней зоны и 2) массивные габбро-анортозиты верхней зоны. За исключением текстуры и некоторых различий в составе минералов, они аналогичны.

В трахитоидных габбро-норито-анортозитах структура средне-крупнозернистая, равномернозернистая. Плагиоклаз (№ 60—70) составляет от 60 до 99% объема пород. Интерстициальный материал сложен главным образом ромбическим пироксеном (Fe_{32-34}) и клинопироксеном, на долю которых приходится до 10—30% объема, а также кварцем (до 3%), биотитом, титаномагнетитом, апатитом (см. рис. 11). Пироксены образуют округлые ойкокристаллы диаметром до 20—40 см.

Для пироксенов характерны грубые пластины распада твердых растворов, параллельные (001) (см. рис. 12, *г, д*). Как известно [Hess, 1960; Brown, 1958; и др.], ромбические разновидности таких пироксенов являются инвертированными пижонитами, а моноклинные в магматическую стадию образовывали твердые растворы с пижонитами.

Плагиоклаз запылен рудным минералом и поэтому имеет темную окраску. Характерно отсутствие запыленности вдоль краев зерен и двойниковых швов, что позволяет связывать это явление с распадом твердого раствора. Плагиоклаз имеет идиоморфные очертания только в породах с большим количеством интеркумулусного материала (см. рис. 12, *б*). Во всех других случаях за счет адкумулятного разрастания кристаллы приобретают сложные очертания, соприкасаясь между собой вдоль бухтообразных поверхностей (см. рис. 12, *в*).

В массивных габбро-анортозитах структура неравномернозернистая. Плагиоклаз здесь более кислый (№ 58—64), а пироксены более железистые: Fs_{33-42}, $Ca_{23}Mg_{49}Fe_{28}$. Из других интерстициальных минералов спорадически отмечаются оливин Fa_{38} — до 5%, кварц — до 5—7, титаномагнетит — до 5—10 и апатит — до 0,5%.

В среднезернистых габбро-норитах кумулятивными фазами являются наряду с плагиоклазом № 70—80 (50—60%) ортопироксен со структурами распада, параллельными (100), Fs_{20-23} (15—30%) и диопсид-авгит $Ca_{37}Mg_{51}Fe_{12}$ (15—20%). Интерстициальный материал представлен коричневой роговой обманкой, биотитом, кварцем и рудными минералами (титаномагнетит и сульфиды). Количество интерстициального материала обычно не превышает 1—3%.

При появлении в породах кумулятивного оливина Fa_{20-25} они переходят в оливиновые габбро-нориты и плагиоклазовые лерцолиты.

Характерной особенностью этих пород являются венцовые (коронарные) структуры, возникающие на границе оливина и плагиоклаза. Наиболее широко эти структуры проявлены в оливин-плагиоклазовых кумулятах (троктолитах), спорадически встречающихся в основании зоны габбро-анортозитов. Здесь хорошо видно, что они имеют концентрически-зональное строение. Внутренняя кайма образована шестоватыми кристаллами ортопироксена, внешняя — агрегатом клинопироксена и зеленой шпинели, обычно в значительной мере замещена вторичным амфиболом и гранатом. Как уже указывалось, в настоящее время этим

структурам придается большое значение как возможным показателям величины давления во время затвердевания интрузии. Иногда отмечается непосредственный переход интерстициального ортопироксена в образования венцовой структуры (см. рис. 12, *е*), что согласуется с представлениями о ее позднемагматическом (субсолидусном) происхождении.

Состав плагиоклаза в этих породах An_{70-80}, оливина Fa_{23-25}, интерстициальный материал представлен орто- и клинопироксенами, кварцем, титаномагнетитом.

Плагиоклаз-ортопироксеновые кумуляты (нориты) развиты уже в пределах Мончегорского плутона. Иногда количество интерстициального клинопироксена (зеленого хромдиопсида) в них достигает 6% и они описываются как габбро-нориты. Состав плагиоклаза An_{78-84}, ортопироксена Fs_{23-27}, их количества варьируют в пределах 30—65%.

Ниже по разрезу в плутоне развиты ортопироксеновые, ортопироксен-оливиновые и оливин-хромитовые кумуляты. Их подробное описание приведено в специальной публикации [Шарков, 1980].

Вторичные изменения пород в массиве представлены весьма широко и могут быть подразделены на автометаморфические и собственно метаморфические. Первые выразились в замещении пироксенов волокнистым актинолитом и в соссюритизации плагиоклаза.

Собственно метаморфические изменения локализованы вдоль зон рассланцевания и выражаются в грануляции и деанортитизации плагиоклаза до № 35—40, появлении цоизита, граната и зеленой роговой обманки, свидетельствующих об условиях амфиболитовой фации. Такая ассоциация имеет площадное развитие вдоль контакта с образованиями беломорской серии. Вдоль юго-восточного контакта с породами тундровой серии развит парагенезис сине-зеленой роговой обманки, эпидот-клиноцоизита и плагиоклаза № 30—35, соответствующий условиям эпидот-амфиболитовой фации. В восточном контакте массива преобладают ассоциации зеленосланцевой фации. Такие наблюдения свидетельствуют о наличии метаморфической зональности со снижением термодинамических параметров в сторону Центрально-Кольского сегмента, связанной с эволюцией Беломорско-Лапландского метаморфического пояса [Глебовицкий, 1973; Прияткина и др., 1975].

Аналогичные вторичные изменения пород устанавливаются и в массивах Панских—Федоровых Тундр и Олангской группы.

Химический состав. Как видно из табл. 4, наивысшая основность плагиоклаза и магнезиальность темноцветных минералов характерны для ультрамафитов, габбро-норитов и троктолитов. Габбро-анортозиты обеих зон различаются в целом по химизму довольно слабо, только для верхней зоны более характерны наличие нормативного (и модального) кварца и в целом несколько повышенная титанистость пород, особенно в обр. 796 (коллекция Б. А. Юдина), представляющем собой оруденелый габбро-анортозит.

Для пород мончетундровского комплекса было проведено изучение геохимических особенностей поведения калия и рубидия [Яковлева, Шарков, 1974]. Цель работы — оценить распространенность этих элементов и определить K/Rb отношения в различных дифференциатах. Проведенное исследование показало, что содержания калия и рубидия практически одинаковы в Мончегорском плутоне и массиве Главного хребта. Однако K/Rb отношения в них различны: для нижней, габбронноритовой части разреза Главного хребта характерны те же значения, что и для Мончегорского плутона, а для верхней, габбро-анортозитовой — значительно более высокие, что согласуется с высокими K/Rb

отношениями плагиоклазов, известными из литературных данных и по результатам нашего исследования. Сделан вывод, что это обстоятельство связано с дискриминацией рубидия плагиоклазом, что должно иметь место в случаях, когда последний является единственным минералом ликвидуса.

Состав исходного расплава. Исходя из предположения о единстве массива Главного хребта и Мончегорского плутона, состав определен по химизму зоны закалки последнего. Он отвечает толеитовому базальту (см. табл. 4) и довольно близок к составу расплава интрузий колмозерского комплекса. Судя по данным парагенетического анализа и по наличию субсолидусных венцовых структур, затвердевание интрузива происходило при давлении 8±1 кбар [Шарков, 1980].

В геотектоническом отношении массивы данного типа, очевидно, могут рассматриваться в качестве инициальных образований раннесвекофенского тектоно-магматического цикла в Печенгско-Варзугской зоне. Согласно классификации А. Баддингтона [Buddington, 1939], габбро-анортозиты массива Главного хребта относятся к бушвельдскому типу.

Габбро-анортозиты цагинского комплекса

Особняком по сравнению с рассмотренными выше массивами стоит уникальный Цагинский массив. По характеру минеральных ассоциаций он пока не имеет себе аналогов в мировой литературе, несколько напоминая нижние—средние части разреза таких интрузивов, как Патынский, Булкинский, Кизирский и другие, относимые к сиенито-габбровой формации [Богатиков, 1979; и др.]. Он очень плохо обнажен и пока еще слабо изучен. Имеющиеся в настоящее время данные по этому интрузиву обобщены Б. А. Юдиным в 1960 г. и Е. К. Козловым [1973], по данным которых и составлено следующее описание.

Геологическое положение. Цагинский массив приурочен к субмеридиональному разлому, отделяющему Кейвскую структуру от Центрально-Кольского блока. Интрузив в плане имеет неправильно-овальную форму, полностью располагаясь среди образований кольской серии архея. Его площадь составляет около 130 км^2. Кровлей массива предположительно являлись породы кейвской свиты [Козлов, 1973], ксенолиты которых закартированы в северо-восточной части массива. В свою очередь, массив прорывается щелочными гранитами с образованием зон эруптивных брекчий. Вдоль контактов и зон бластомилонитизации он, как и все рассмотренные выше массивы, подвергается наложенному метаморфизму в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Интрузив имеет чашеобразную внутреннюю структуру, характеризующуюся более крутыми центроклинальными залеганиями расслоенности в краевых частях и пологими до горизонтальных в центре. Краевые части массива образованы среднезернистыми габбро и габбро-норитами с прослоями обогащенных титаномагнетитом ультрабазитов: оливинитов, троктолитов, пироксенитов-диаллагитов, а также оливиновых габбро и плагиоклазитов. Общая мощность краевой зоны 300—350 м. Разрез зоны не изучен. В эндоконтакте на востоке массива наблюдались средне-мелкозернистые габброиды, относящиеся, вероятно, к образованиям зоны закалки. Химический состав этих пород, отвечающий субщелочному базальту (трахибазальту), приведен в табл. 5.

Центральная часть массива имеет автономную внутреннюю структуру и сложена преимущественно гигантозернистыми лабрадоритами и габбро-лабрадоритами. По данным Б. А. Юдина, приведенным в рабо-

Таблица 5

Химический состав (в вес.%) пород Цагинского массива [Козлов, 1973]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	24,98	32,66	42,17	46,06	49,46	47,79	48,51	48,93	50,94	48,92	50,32
TiO_2	6,06	6,72	3,81	2,69	2,26	0,10	0,51	0,54	0,07	2,57	2,13
Al_2O_3	9,28	11,70	15,01	14,35	17,71	21,65	21,75	24,03	30,56	16,78	15,68
Fe_2O_3	19,27	14,75	8,47	5,80	4,86	4,87	5,25	4,63	0,16	4,54	4,48
FeO	23,80	21,66	14,91	14,62	9,41	6,18	5,24	3,61	0,87	10,91	11,08
MnO	—	0,17	0,21	0,19	0,15	Следы	Следы	0,07	0,01	0,21	0,22
MgO	10,10	3,74	4,22	5,40	3,73	5,19	3,06	2,72	0,51	3,69	4,74
CaO	3,46	5,40	6,90	5,56	7,71	9,16	10,10	9,30	13,71	7,31	6,36
Na_2O	0,99	2,14	2,82	2,70	3,37	3,25	3,82	3,80	3,55	3,40	3,28
K_2O	0,17	0,35	0,51	0,46	0,78	0,65	0,47	0,45	0,06	0,82	0,96
P_2O_5	—	—	—	0,85	0,02	Следы	Следы	—	—	0,12	0,02
V_2O_5	—	0,18	0,06	0,02	0,03	—	—	—	—	0,03	—
H_2O_{105}	0,20	0,14	0,17	0,17	0,10	0,17	0,09	0,10	Нет	0,11	0,08
П. п. п.	1,61	0,59	0,24	1,08	0,35	0,83	0,61	1,16	0,32	0,11	0,61
Сумма	99,62	100,20	99,50	99,95	99,94	99,84	99,41	99,34	100,22	99,50	99,96
Or	1,11	2,23	2,78	2,78	4,45	3,34	2,78	2,23	—	5,00	6,12
Ab	5,77	17,83	23,59	23,07	28,31	30,93	31,98	31,98	29,89	28,84	27,79
An	17,25	21,41	26,98	25,59	31,15	40,89	41,17	46,17	65,36	28,09	25,03
Cpx	—	4,46	6,04	0,93	5,75	3,65	7,24	—	—	6,75	5,32
Opx	6,21	4,54	14,41	30,88	16,21	18,36	2,96	8,68	2,52	18,35	22,60
Ol	25,68	15,51	5,54	—	—	—	4,02	—	—	—	—
Q	—	—	—	0,90	2,16	0,72	—	0,60	0,84	0,66	0,86
Cor	1,63	—	—	—	—	—	—	0,41	0,82	—	—
Mt	28,01	21,76	12,27	8,34	6,95	6,95	7,64	6,71	0,23	6,48	6,48
Il	11,53	12,75	7,28	5,16	4,40	0,15	0,91	1,06	0,15	4,86	4,10
%*An*	75	54	53	52	52	57	56	59	68	49	47
f	33	57	51	51	44	30	31	18	45	51	46

Примечание. 1, 2 — титаномагнетитовые: 1 — троктолит, 2 — плагиоклазит; 3—5 — габбро-норит; 6—8 — грубозернистое габбро; 9 — анортозит; 10, 11 — эндоконтактовые габброиды. Анализы 1, 6—9 — из центрального комплекса, остальные — из краевого.

те Е. К. Козлова [1973], в пределах центрального комплекса устанавливается отчетливо выраженная ритмичная расслоенность, разрез ритмов начинается с титаномагнетитовых оливинитов, которые сменяются титаномагнетитовыми троктолитами, затем — оливиновыми габбро, переходящими в гигантозернистые габбро и в габбро-анортозиты и анортозиты. Мощность ритмов обычно составляет 20—30 см, уменьшаясь вниз по разрезу. Габбро-нориты менее характерны для массива, хотя и отмечаются в ряде случаев. В связи с плохой обнаженностью массива разрез и этой зоны не изучен. Верхняя часть интрузива уничтожена эрозией. В целом по характеру разреза массив аналогичен средней части разреза Гремяха-Вырмесского интрузива.

Возрастное положение. Время внедрения интрузива определяется главным образом на основании геологических данных. Он прорывает верхнеархейские образования кейвской серии и, в свою очередь, пересекается щелочными гранитами, внедрившимися между ранней и поздней свекофенскими стадиями развития Балтийского щита [Земная ко-

ра..., 1978]. Надежные изотопные датировки отсутствуют. Следует отметить, что большинством исследователей, в том числе Б. А. Юдиным [1981] и Е. К. Козловым [1973], Цагинский массив относится к субплатформенным образованиям с возрастом 1900 млн. лет.

Петрография пород[1]. Плагиоклазовые кумуляты (анортозиты, габбро-анортозиты) являются наиболее распространенной разновидностью пород. Плагиоклаз № 60—67 составляет в них 70—100% объема. Интерстициальные минералы представлены клинопироксеном ряда авгита в количестве 0—30%, обычно 5—10%, а также титаномагнетитом.

В крупнозернистых габбро к кумулятивным фазам относится и клинопироксен ряда авгита $Wo_{42}En_{40}Fs_{18}$. Плагиоклаз в габбро, согласно Е. К. Козлову [1973], имеет состав An_{59-60}. При появлении в них кумулятивного титаномагнетита (18—42 объемн.%) порода переходит в магнетитовое габбро, в котором иногда наряду с авгитом отмечается ортопироксен состава Fs_{33-45}. Основность плагиоклаза при этом снижается до An_{46-51}. Еще одна разновидность габброидов представлена оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми кумулятами.

Нередко отмечается оливин-плагиоклаз-титаномагнетитовые кумуляты. Состав оливина Fa_{29-45}, плагиоклаза An_{49-52}. Количество титаномагнетита в породах колеблется от 21 до 50%. Характерной особенностью этих пород (и других оливинсодержащих разновидностей) является наличие концентрически-зональных пироксен-шпинелевых кайм вдоль границ оливина и плагиоклаза.

Ультраосновные дифференциаты представлены титаномагнетитовыми оливинитами (оливин Fa_{26-44}) с интерстициальным плагиоклазом An_{46-50} с содержанием титаномагнетита от 22 до 60%, а также прослоями анхимономинеральных титаномагнетитовых пород. Последние, кроме того, образуют линзообразные тела, секущие расслоенность, а также ветвящиеся жилы.

Таким образом, намечается резкое различие вещественного состава Цагинского интрузива и всех остальных интрузивов. В отличие от норит-габбро-норитовых парагенезисов здесь развиты габбро с подчиненным количеством габбро-норитов. Наиболее характерная черта — удивительное богатство пород титаномагнетитом, особенно ультрамафических разновидностей, что совершенно не характерно для других массивов и отмечается только для образований ачинского комплекса габбро-анортозитов. Сульфидная минерализация проявлена слабо, концентрируется в существенно титаномагнетитовых породах и характеризуется развитием главным образом халькопирит-пирротиновых парагенезисов с незначительным количеством пентландита.

Характер вторичных изменений массива изучен недостаточно. Судя по имеющимся описаниям, вдоль границ плагиоклаза и оливина в породах развиваются венцовые структуры пироксен-шпинелевого типа. Автометаморфические минералы представлены волокнистым актинолитом, антофиллитом и соссюритом. Вдоль контактов и зон рассланцевания по основным породам наблюдается развитие зеленой роговой обманки, альмандинового граната и клиноцоизита, свидетельствующее о преобразованиях пород в условиях дистен-микроклиновой субфации амфиболитовой фации.

Химический состав. Как видно из табл. 5, породы плутона характеризуются необычно высоким содержанием железа и титана и существенно пониженной основностью плагиоклаза. Обращает на себя внимание присутствие в габброидах нормативного кварца.

[1] Петрографическое описание дается по данным Е. К. Козлова [1973], кумулятивная интерпретация пород — автора.

Состав исходного расплава интрузива, определенный на основании данных по химическому составу эндоконтактовых габброидов (см. табл. 5), отвечает субщелочному базальту. Весьма значительно количество в эндоконтактовых породах K_2O, возможно связанное с контаминацией материала вмещающих гнейсов или указывающее на то, что в верхней, ныне эродированной части интрузива присутствовали сиениты.

Присутствие троктолитов и широкое развитие коронарных (венцовых) пироксен-шпинелевых структур вдоль границ оливина и плагиоклаза свидетельствуют о том, что затвердевание массива происходило в условиях умеренных глубин при давлении 6—7 кбар.

Е. К. Козловым [1973] Цагинский интрузив рассматривается как потенциально никеленосный. Однако в настоящее время неизвестны существенные концентрации никеля в подобного рода массивах, и рассмотренный плутон вряд ли окажется исключением, тем более что титаномагнетит и медно-никелевые сульфиды являются антагонистами.

Таким образом, судя по имеющимся данным, Цагинский массив произошел при кристаллизации субщелочных базальтов. Он формировался в пределах жесткой структуры Центрально-Кольского сегмента.

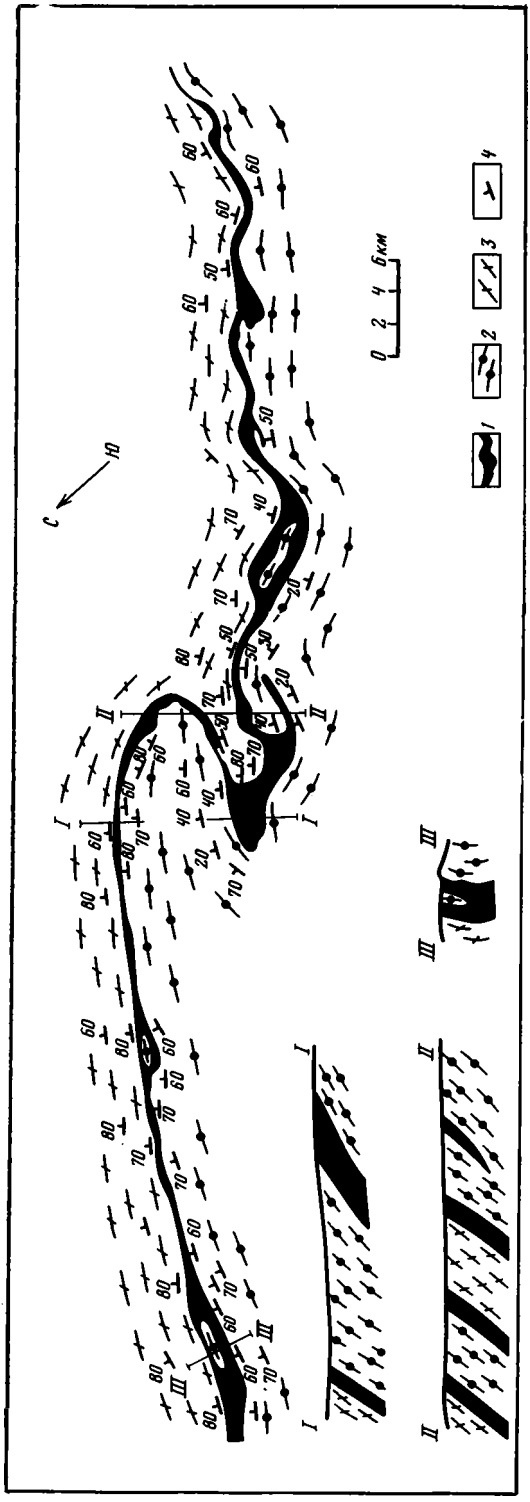
Габбро-анортозиты ачинского комплекса

По своим геолого-петрологическим особенностям массивы ачинского комплекса относятся к своеобразному типу расслоенных интрузивов шовных зон глубинных разломов [Шарков, 1975]. В состав комплекса входят Ачинский, Пачинский и Ельозерский массивы, расположенные в обрамлении восточного окончания Кейвской структуры, в пределах Кейвско-Поросозерской мобильно-проницаемой зоны. По вещественному составу породы массивов ближе всего стоят к породам цагинского комплекса, хотя по морфологии тел и характеру вторичных изменений они резко отличаются от последних. Наиболее изучен Ачинский массив [Юдин, 1974; Шарков, Сидоренко, 1975], на примере которого и будут рассмотрены эти образования.

Геологическое положение. Ачинский массив располагается вдоль левого притока р. Поной — р. Ачи. Это — пластинообразное тело длиной около 100 км при ширине, варьирующей от первых километров до нескольких десятков метров. Общее простирание интрузива северо-западное, с крутым падением на северо-восток. В плане он имеет лентообразную неправильную форму (рис. 13). Массив сравнительно хорошо обнажен только в долинах рек Ача и Поной, однако габбро-анортозиты хорошо прослеживаются на аэромагнитных картах, что и позволяет довольно уверенно судить о форме и размерах тела.

Массив приурочен к тектоническому контакту олигоклазовых гнейсо-гранитов Мурманского блока с метаэффузивами кейвской серии. Контакты его обычно тектонические, сорванные, часто затушеванные внедрениями более молодых щелочных гранитов. Первичные интрузивные контакты сохранились лишь на отдельных участках. Согласно Д. Д. Мирской [1968], в зоне экзоконтакта под воздействием интрузии часто происходит аплитизация гнейсов кейвской серии с регенерацией из них гранитного расплава, образующего маломощные жилы в метагаббро-анортозитах. Иногда наблюдаются ксенолиты аплитизированных гнейсов, залегающих согласно с расслоенностью интрузива.

Ачинский массив образован преимущественно крупнозернистыми сильно рассланцованными метагаббро-анортозитами, метагаббро и подчиненными им количественно тремолитовыми амфиболитами по ультраосновным породам. В поперечном разрезе массив имеет асимметричное строение. Судя по разрезу вдоль р. Поной (см. рис. 9), его юго-за-



падная часть сложена крупнозернистыми до гигантозернистых метагаббро-анортозитами, которые в северо-восточном направлении постепенно сменяются такситовыми метагаббро-анортозитами (см. рис. 7), а затем переходят в среднезернистые мезократовые габброиды. Последние, в свою очередь, сменяются тремолитовыми амфиболитами с маломощными (10—20 см) прослоями полевошпатовых амфиболитов. Далее к северо-востоку развиты мелко-среднезернистые метагаббро (полевошпатовые амфиболиты) эндоконтакта.

Породы массива интенсивно рассланцованы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Однако местами в них отмечается реликтовая **трахитоидная текстура**, обусловленная плоскопараллельным расположением таблитчатых кристаллов плагиоклаза. Азимут падения трахитоидности варьирует от 350 до 50°, ∠70°. Аналогичное залегание имеет расслоенность в зоне тремолитовых амфиболитов и наложенная сланцеватость. В плане трахитоидность и расслоенность располагаются параллельно контактам массива.

В центральных частях массива, по данным Б. А. Юдина [1974], среди метагаббро-анортозитов отмечаются слои титаномагнетитовых руд мощностью до нескольких метров и протяженностью в десятки — сотни метров. Здесь наиболее четко проявлена ритмичная расслоенность. Асимметричный характер пачек подчеркивается прослоями, содержащи-

Рис. 13. Схематическая геологическая карта и разрезы Ачинского массива по Б. А. Юдину [1974] с дополнениями автора

1 — метагаббро-анортозиты;
2 — гнейсы лебяжинской свиты кейвской серии;
3 — олигоклазовые гранито-гнейсы Мурманского блока;
4 — элементы залегания сланцеватости

ми минералы ранней стадии кристаллизации — оливин и титаномагнетит. Меланократовые разновидности пород приурочены к верхним частям ритмов, что, по мнению Б. А. Юдина [1974], свидетельствует об опрокинутом залегании интрузива. Однако общий характер разреза интрузива с развитием обычных высокомагнезиальных немагнетитовых ультрамафитов в подошве тела и с появлением существенно магнетитовых пород наверху скорее свидетельствует о том, что такой разрез ритмов отвечает обычной последовательности и нет оснований предполагать опрокинутое залегание.

Возрастное положение. Время формирования массивов ачинского комплекса аналогично времени формирования массивов цагинского. Они прорывают архейские образования кейвского комплекса и секутся щелочными гранитами селецко-свекофенского возраста. В отличие от колмозерского комплекса габбро-анортозиты Ачинского массива обнаруживают тесную связь с процессами селецкой тектоно-магматической активизации Кейвской структуры, что позволяет отнести их к сумийским образованиям. Радиологический возраст метагаббро-анортозитов Ачинского массива оценивается в 2000±100 млн. лет (K-Ar метод по амфиболу) [Геохронологические рубежи..., 1972], что, очевидно, отражает этап наложенной свекофенской активизации региона Балтийского щита.

Петрография пород. Метагаббро-анортозиты всех рассмотренных массивов образованы лабрадором № 54—80, обычно № 56—58 (70—95% объема), зеленой, чаще сине-зеленой роговой обманкой (5—30%) и второстепенными минералами: бурым биотитом, кварцем, апатитом, титаномагнетитом, сфеном. Пироксены практически отсутствуют. Роговая обманка развивается в связи с наложенной сланцеватостью и, несомненно, имеет вторичный характер, ассоциируясь с эпидот-клиноцоизитом. Плагиоклаз при этом деанортитизируется до андезина № 30—45. В метаультрабазитах амфибол относится к актинолит-тремолитовому ряду.

Характер парагенезисов свидетельствует о том, что метаморфизм пород происходил в условиях, соответствующих кианит-силлиманитовой фациальной серии и характеризующихся более высокими давлениями по сравнению с ранним метаморфизмом колмозерских массивов [Земная кора..., 1978]. Изофациальный диафторез здесь испытали и вмещающие массив образования кейвской серии.

В отличие от массивов Колмозерской группы ранняя сланцеватость в районе Ачинского массива сминается в сжатые складки, хорошо выделяющиеся на геологической карте (см. рис. 13) по изменению конфигурации массивов. Последующие деформации приводят к образованию открытых складок, а наиболее поздние выражаются в появлении систем субвертикальных трещин северо-западного и субмеридионального простираний. Вдоль них наблюдаются жилки белого кварца и хлорита, что свидетельствует о том, что изученные породы претерпели один тектоно-метаморфический цикл, т. е. внедрение и дальнейшее преобразование интрузий происходили в процессе одноактного развития процессов в зоне смятия, как и интрузивов колвицко-сальнотундровского комплекса.

Имеющиеся петрологические данные по ритмичной и скрытой расслоенности позволяют считать, что первоначально массивы представляли собой пологозалегающие тела и что современное их крутое залегание является вторичным, связанным с последующими деформациями.

Химический состав. Состав пород Ачинского массива отражен в табл. 6. Как видно из этой таблицы, породы в целом весьма обогащены

Таблица 6

Химический состав (в вес.%) пород ачинского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	29,89	37,36	40,00	43,53	49,26	50,27	48,69	52,14	47,60	49,44
TiO_2	3,79	2,57	0,19	2,33	1,15	0,17	0,32	1,06	1,40	0,95
Al_2O_3	4,90	6,94	3,49	12,44	17,08	14,93	18,49	20,44	20,10	23,56
Fe_2O_3	18,49	10,20	2,32	8,12	2,19	3,22	4,88	2,34	3,43	3,80
FeO	23,27	16,82	7,16	12,38	9,28	10,55	4,41	6,30	8,14	3,74
MnO	0,35	0,32	0,11	0,19	0,17	0,19	Следы	0,14	0,11	0,13
MgO	14,15	19,19	33,51	6,47	5,41	8,71	6,99	2,76	3,56	0,90
CaO	1,05	2,24	1,16	10,15	10,79	9,05	13,00	10,20	10,45	11,80
Na_2O	0,06	0,01	0,02	2,22	2,82	2,69	2,88	3,36	3,58	4,18
K_2O	0,009	0,06	0,11	0,41	0,68	0,25	0,17	0,87	0,63	0,84
P_2O_5	—	0,02	1,60	—	—	—	—	—	—	0,19
V_2O_5	0,07	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O_{105}	0,20	0,37	0,16	0,12	0,14	0,03	—	0,26	0,06	0,09
П.п.п.	3,75	3,82	10,10	1,70	1,46	0,52	0,70	0,61	0,95	0,84
Сумма	99,979	100,06	99,83	100,06	100,46	100,61	100,53	100,48	100,01	100,46
Or	0,56	—	—	2,23	3,90	1,11	1,11	5,57	3,34	5,00
Ab	0,52	—	—	18,35	23,59	23,07	24,64	28,31	28,31	31,98
An	5,29	11,13	5,84	23,09	32,26	28,09	36,44	37,8	36,99	42,83
Cpx	—	—	—	21,81	17,71	13,71	22,31	10,65	12,89	9,22
Opx	43,09	49,21	34,26	14,04	8,60	25,93	—	—	—	—
Ol	20,53	26,81	42,65	—	12,77	8,33	15,30	0,16	10,16	—
Q	—	—	—	0,06	—	—	—	2,13	—	—
Cor	2,85	2,85	1,33	—	—	—	—	—	—	—
Mt	26,86	14,82	3,24	11,81	3,24	4,63	6,48	3,24	5,09	5,56
Il	7,28	3,34	0,46	16,21	2,12	0,46	0,61	2,12	2,73	1,82
%*An*	77,5	—	—	56	58	55	58	57	57	57
f	32	24	9	29	43,5	38	14	47	46	45
Ne	—	—	—	—	—	—	0,28	—	1,14	1,99

Примечание. 1, 2 — титаномагнетитовые метаперидотиты: 1 — обр. 54б, 2 — обр. 241-8; 3 — амфиболизированный серпентинит, обр. 363; 4—6—ортоамфиболиты (метагаббро): 4 — обр. 31, 5 — обр. 658/63, 6 — обр. 302; 7, 8 — метагаббро-крупнозернистые: 7 — обр. 7820, 8 — обр. 644/61; 9—21 — метагаббро-анортозиты: 9 — обр. 34б, 10 — обр. 52б, 11 — обр. 62, 12 — обр. 56, 13 — обр. 57, 14 — обр. 81, 15 —

железорудными минералами, хотя и в меньшей мере, чем в Цагинском массиве. Как и в последнем, в Ачинском массиве породы характеризуются пониженной основностью плагиоклаза (в среднем An_{56-58}) и повышенной железистостью темноцветных минералов. Однако в отличие от Цагинского массива, где весьма распространены породы с нормативным кварцем, здесь это редкость и, наоборот, развиты породы с нормативным нефелином. Возможно, это свидетельствует о наложении натрового метасоматоза на породы массива, но этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Состав исходного расплава. Состав исходного расплава Ачинского массива отвечал толеитовому базальту несколько повышенной щелочности (см. табл. 6, обр. 22). Данных для суждения об условиях его кристаллизации у автора нет.

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
49,57	51,34	50,36	49,80	50,79	51,50	49,94	50,65	51,69	51,90	52,22	48,94
0,97	0,22	0,63	0,38	0,29	0,24	0,69	0,81	0,39	0,32	0,13	0,90
21,78	26,19	22,40	21,63	23,50	27,86	24,34	23,68	24,3	25,78	27,59	16,09
2,90	0,57	2,42	2,15	1,32	0,38	2,60	1,37	1,43	0,70	0,92	2,81
6,12	3,49	5,82	7,12	4,00	1,59	4,72	4,88	3,60	2,60	1,33	9,66
0,15	0,05	0,09	0,11	0,08	0,05	0,07	0,09	0,06	0,04	0,03	0,15
3,69	1,94	2,70	4,05	4,08	1,20	2,42	2,32	2,86	1,34	0,53	6,12
9,25	7,44	10,56	10,45	10,31	12,01	9,36	11,38	10,95	11,67	11,28	12,94
3,67	5,[illegible]7	4,02	2,99	3,99	4,[illegible]6	3,73	3,42	3,58	4,91	5,01	2,30
0,68	1,52	0,35	0,42	1,43	0,27	1,[illegible]4	0,54	0,41	0,27	0,17	0,48
0,15	—	—	—	0,05	0,09	—	0,11	0,12	—	Нет	—
—	—	—	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	—
0,04	0,10	0,06	0,16	0,10	0,06	0,12	0,10	0,08	0,12	0,22	0,06
0,96	2,25	0,57	0,73	0,84	0,66	1,04	1,13	0,98	0,39	1,02	1,27
99,93	100,18	99,98	100,02	99,69	99,97	100,07	100,48	100,45	100,04	100,45	99,92
3,90	8,90	2,23	2,23	2,23	1,11	6,12	2,78	2,23	1,67	1,11	2,78
30,93	28,84	34,[illegible]8	25,17	34,08	34,60	20,97	28,84	30,41	34,08	37,75	19,40
41,17	36,99	42,00	44,78	44,78	57,30	46,45	47,84	47,28	47,56	52,29	32,26
3,89	—	8,61	5,75	5,20	1,83	—	7,16	5,70	8,55	3,00	21,71
7,40	—	2,22	15,21	0,23	0,90	—	8,77	9,51	—	—	8,39
5,43	7,66	5,17	2,03	19,97	4,85	16,79	—	—	4,07	1,66	8,06
—	—	—	—	—	—	—	0,06	0,96	—	—	—
—	3,26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4,17	0,93	3,47	3,01	1,86	0,70	3,70	2,08	2,08	0,93	1,39	3,94
1,82	0,46	1,21	0,73	0,46	0,46	1,37	1,52	0,76	0,61	0,15	1,67
57	56	55	64	57	62,5	69	62,5	61	58	58	62
38	47	51	45	31	35	40,5	46,6	34	46	43,5	42
—	7,67	—	—	—	—	5,68	—	—	3,98	2,56	—

обр. 64, 16 — обр. 14, 17 — обр. 170-3, 18 — обр. 9951, 19 — обр. 17, 20 — обр. 150/62, 21 — обр. 926Д; 22 — эндоконтактовое метагаббро.

Анализы по данным: 1—9 и 15—21 — Б. А. Юдина; 10—14 — В. В. Сидоренко; 22 — из коллекции автора.

Таким образом, массивы ачинского комплекса, очевидно, являются синкинематическими образованиями, связанными с развитием Кейвско-Поросозерской мобильно-проницаемой зоны. По характеру разреза, парагенезисам минералов, составу пород эти образования близки к аналогичным породам Цагинского массива, к которому они тяготеют и по времени формирования. Однако в отличие от последнего, кристаллизовавшегося в условиях жесткой рамы, здесь рама была мобильна, что сказалось как на морфологии тел, так и на характере их вторичного изменения.

Габбро-анортозиты колвицко-сальнотундровского комплекса

В отличие от всех предыдущих комплексов анортозиты рассматриваемых ниже массивов ассоциируют с породами среднего и кислого состава (мангеритами, или монцонитами). Подобного рода ассоциации весьма широко развиты в докембрийских подвижных областях, особенно на Канадском и Алданском щитах, где они описываются в качестве «автономных», или «массивных», анортозитов («адирондакский тип» по А. Баддингтону [Baddington, 1939]).

Геологическое положение. Колвицко-сальнотундровский комплекс образован тремя крупными анортозитовыми массивами — Колвицких, Кандалакшских и Сальных Тундр, приуроченными к крупнейшему на Балтийском щите Лапландскому глубинному разлому, или Главному Беломорскому шву [Земная кора..., 1978; Прияткина, Шарков, 1979]. Они представляют собой фрагменты некогда единой структуры, разобщенные в процессе дальнейшей структурно-метаморфической эволюции региона (см. рис. 1).

Как уже указывалось, массивы известны еще со времен Е. С. Федорова (начало XX в.) и с тех пор неоднократно изучались различными исследователями, в том числе и автором. Большинством специалистов они рассматривались в качестве интрузивных образований. Однако В. В. Жданов [1966] полагает, что метаанортозиты Сальных Тундр являются результатом базификации гнейсовидных диоритов и норитов «лапландской гранулитовой формации». По мнению К. Д. Беляева [1971] и ряда других исследователей, эти породы имеют осадочно-метаморфогенное происхождение и принадлежат к супракрустальным толщам гранулитовой формации.

Колвицкий массив представляет собой пластинообразное тело мощностью около 3 км, вытянутое на 60 км в северо-западном направлении с общим падением под углом 30—40° на северо-восток. Его истинные размеры неизвестны, так как юго-восточное окончание скрыто под поверхностью Белого моря, а северо-восточное — под четвертичными образованиями депрессии оз. Колвицкого (рис. 14, *а*).

Массив расположен между толщей амфиболитов с реликтами порфировидных структур с запада и Порьегубско-Умбинским гранулитовым блоком с востока. Контакт с амфиболитами интрузивный. Здесь наблюдаются эруптивные брекчии, где угловатые фрагменты метапорфиритов цементируются среднезернистыми габбро-анортозитами, рассматриваемыми автором в качестве быстроохлажденной зоны массива. Химический состав этих образований приведен в табл. 6. Брекчиевые текстуры видны только в наиболее сохранившихся участках, поскольку в процессе дальнейшего рассланцевания они преобразуются в плагиосланцы с линзами амфиболитов, где первичные соотношения пород полностью теряются.

Северо-восточный контакт массива с образованиями Порьегубско Умбинского гранулитового блока совместно с вмещающими его породами подвергся интенсивному рассланцеванию в условиях гранулитовой фации. Это привело к полной потере первичных текстурных особенностей как тех, так и других пород, в результате чего наблюдается постепенный переход от массива к вмещающим его образованиям.

Кандалакшский массив (см. рис. 14, *а*) расположен к северу от Колвицкого и отделен от него узкой полосой гранитизированных биотитовых гнейсов. Он вытянут в субширотном направлении при максимальной ширине до 12 км. Массив также имеет линзообразную форму. В кон-

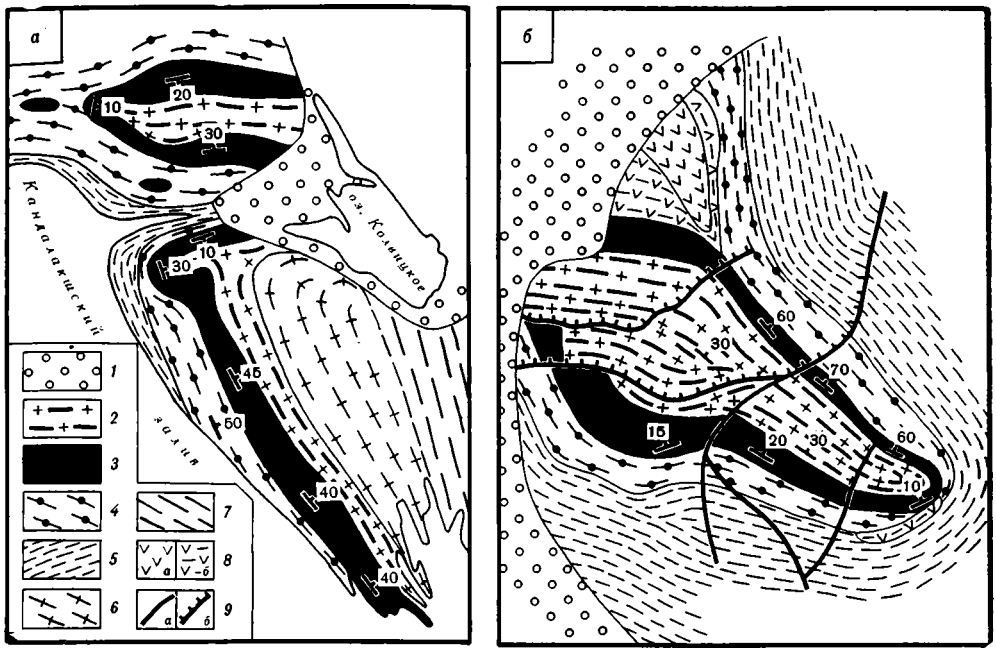


Рис. 14. Схемы геологического строения Колвицкого и Кандалакшского (*а*) и Сальнотундровского (*б*) массивов

1 — четвертичные отложения; *2* — породы норито-мангеритовой группы; *3* — анортозиты; *4* — гранатовые амфиболиты с реликтами порфиритовых структур; *5* — гнейсы и мигматиты; *6* — гранат-клинопироксеновые сланцы; *7* — гранулиты Лоттинского блока; *8* — метагаббро-анортозиты горы Пыршин-Уайвиш (друзитовый (?) комплекс): *а* — слабо измененные, *б* — рассланцованные; *9* — тектонические нарушения: *а* — крутопадающие, *б* — надвиги

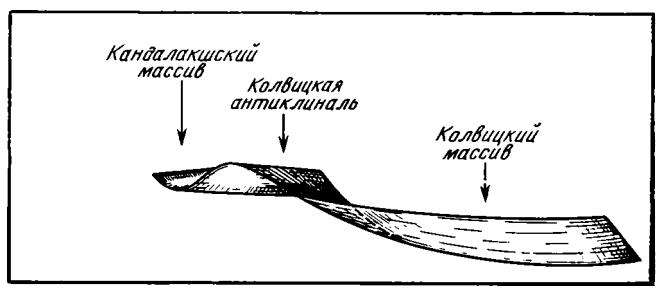


Рис. 15. Схема, иллюстрирующая взаимоотношения Колвицкого и Кандалакшского массивов

такте с подстилающими его амфиболитами, так же как в Колвицком массиве, наблюдаются рассланцованные эруптивные брекчии. Кровля интрузива уничтожена эрозией.

По-видимому, Колвицкий и Кандалакшский массивы представляли собой единый интрузив, испытавший субширотную деформацию (рис. 15).

Представления о внутреннем строении Сальнотундровского массива (см. рис. 14, *б*) крайне противоречивы. Согласно Г. Гертнеру [Gaertner, 1962] и В. В. Жданову [1966], он является тектоническим блоком, более древним, чем окружающие его породы. Л. А. Прияткина [Прияткина, Шарков, 1979] считает его пластинообразным интрузивным телом, полого падающим на северо-восток. Е. Н. Володин и Д. Ф. Полферов, а также А. И. Ивлиев [1977], Е. В. Шарков [1974] полагают, что мас-

сив в районе Сальных Тундр деформирован в опрокинутую синклинальную складку, шарнир которой полого погружается на северо-запад. Имеющихся в настоящее время геофизических данных недостаточно для однозначного решения вопроса. Однако, несмотря на различие точек зрения на строение этой части массива, все исследователи полагают, что в целом метагаббро-анортозиты образуют пластинообразное тело, прослеживающееся от Сальных Тундр через Таудаш-Тундру вплоть до Государственной границы СССР и далее продолжаются на территории Финляндии.

Изучение характера распространения пород и изменения их состава в плане и вертикальном разрезе массивов позволило выделить определенные зоны (макрослои), характеризующиеся на всем своем протяжении специфическими петрографическими особенностями. Эти зоны залегают согласно друг с другом и с контактами. Массивы интенсивно рассланцованы параллельно расслоенности. Первично-магматические структуры и минералы сохраняются только на отдельных участках, а в остальных случаях переработаны почти нацело. Однако возникающие при этом кристаллические сланцы существенно различаются по минеральному составу, что позволяет уверенно прослеживать выделенные горизонты на всем протяжении массивов.

Возрастное положение. Нижняя возрастная граница комплекса определяется наличием секущих соотношений габбро-анортозитов с метаэффузивами, верхняя — процессами мигматизации и наложенного гранулитового метаморфизма высоких давлений (лапландского типа). Детальные структурно-метаморфические исследования, выполненные Л. А. Прияткиной и автором [1979], показали, что рассланцевание пород, сопровождаемое их перекристаллизацией в условиях гранулитовой фации, происходило сразу же после затвердевания массивов и соответственно возраст метаморфизма отражает время становления плутонов. По данным U-Th-Pb и K-Ar методов, формирование гранулитов лапландского типа на территории Сальных Тундр имело место 1900—1850 млн. лет назад [Геохронологические рубежи..., 1972], а в районе Колвицких Тундр — 1950—1900 млн. лет назад [Бибикова и др., 1973]. Эти цифры характеризуют и возраст массивов.

Возраст амфиболитов, прорываемых габбро-анортозитами, дискуссионен. К. А. Шуркин [1968] относит их к хеталамбинской свите беломорской серии архея. Однако, по мнению других геологов [Бельков и др., 1971; Беляев, 1971], их следует относить к аналогам тундровой серии архея, а авторы монографии «Земная кора...» [1978] считают их еще более молодыми — сумийскими образованиями (нижний протерозой).

Это подтверждается находками строматолитов в прослоях кальцифиров среди амфиболовых гнейсов южного обрамления Сальных Тундр [Ивлиев, 1971]. Таким образом, имеющиеся геологические и изотопно-геохронологические данные не противоречат друг другу и свидетельствуют о том, что формирование интрузивов происходило примерно 1900 млн. лет назад.

Проведенное исследование показало, что массивы анортозитов—мангеритов колвицко-сальнотундровского комплекса представляют собой синкинематические интрузии высокоглиноземистых андезито-базальтов, внедрившихся вдоль шовной зоны Лапландского глубинного разлома на ранних стадиях его развития. Они являются представителями известково-щелочной серии магматических горных пород, и их появление, очевидно, связано с пододвиганием Беломорского мегаблока под Кольский мегаблок в процессе свекофенской орогении.

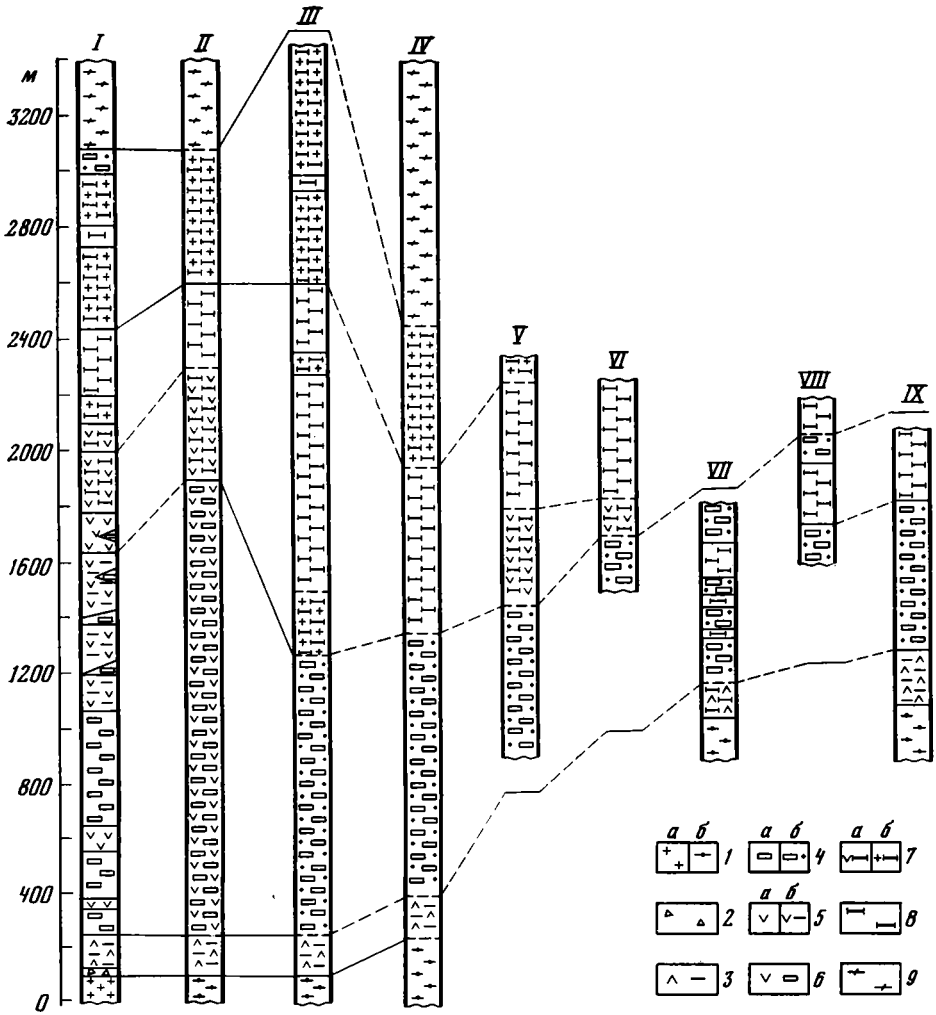


Рис. 16. Разрезы Колвицкого (*I—VI*) и Кандалакшского (*VII—IX*) массивов

1 — метапорфириты (*а*) и гранатовые амфиболиты по ним (*б*); *2* — эруптивные брекчии; *3* — эндоконтактовые метагаббро-анортозиты; *4* — анортозиты (*а*) и плагиосланцы по ним (*б*); *5* — метагаббро-анортозиты (*а*) и плагиосланцы по ним (*б*); *6* — нерасчлененные анортозиты и габбро-анортозиты; *7* — метанориты (*а*) и сланцы по ним (*б*); *8* — породы мангеритового ряда; *9* — гранат-клинопироксеновые сланцы

Петрография пород. Все массивы имеют однотипный характер разрезов (рис. 16), хотя мощность отдельных прослоев варьирует в широких пределах. Разрез начинается с мезо-лейкократовых такситовых метагаббро-анортозитов, местами с эруптивными брекчиями. Вверх по разрезу они постепенно переходят в анхимономинеральные метаанортозиты. Мощность слоя метаанортозитов достигает 600 м. Затем количество темноцветных компонентов снова возрастает, достигая 20—30% в верхних частях макрослоя метагаббро-анортозитов. Эти породы лучше всего сохранились в южной части Колвицкого массива (мыс Педунов). Первичные структуры пород здесь отвечают кумулятивным (рис. 17), когда идиоморфные кристаллы плагиоклаза (лабрадор № 60—63, редко

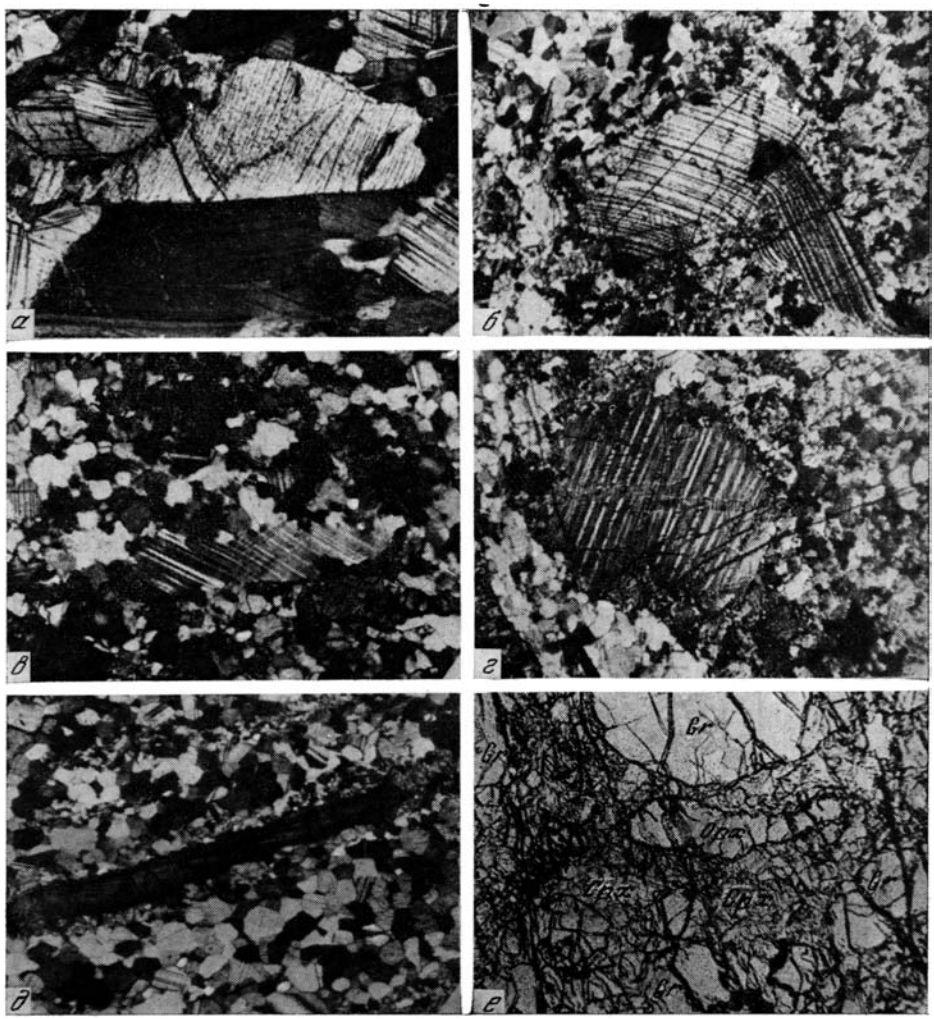


Рис. 17. Типичные структуры пород колвицко-сальнотундровского комплекса (микрофото)

а — реликтовая кумулятивная структура в габбро-анортозите, светлое — интерстициальное зерно авгита, шлиф 2526, ×8, ник. +; *б* — изогнутое зерно авгита в метагаббро-анортозите, шлиф 2590, ×8, ник. +; *в* — реликт первично-магматического плагиоклаза в плагиосланце, шлиф 2673, ×9, ник. +; *г* — реликт первично-магматического пироксена в гранат-клинопироксеновом (эклогитовом) сланце, шлиф 2180, ×8, ник. +; *д* — высокоглиноземистый ортопироксен в плагиосланце, шлиф 2536[а], ×8, ник. +; *е* — реликт ортопироксена среди гранат-клинопироксеновой ассоциации в плагиосланце, шлиф 2118, ×8, ник. ||

Массивы: *а* — *в*, *д* — Колвицкий, *г*, *е* — Сальнотундровский

до № 73—75) цементируются ксеноморфными выделениями ортопироксена (бронзита Fs_{20-25}) и диопсид-авгита. На основании характера структур распада твердых растворов пироксенов ортопироксен представляет собой инвертированный пижонит. Иногда отмечаются линзовидные прослои троктолитов. В породах наблюдаются многочисленные жилы и сегрегации габбро-норито-пегматитов (катаранскитов) и мелкозернистых плагиоклазовых пироксенитов (вебстеритов).

Во многих случаях габбро-анортозиты вместе с жильными образо-

ваниями преобразуются в кристаллические сланцы с замещением первичных пироксенов новообразованными минералами — гранатом, клинопироксеном, высокоглиноземистым гиперстеном, роговой обманкой, с превращением лейкократовых пород в плагиосланцы, а меланократовых (жильных пироксенитов) в эклогиты. Мощность макрослоя габбро-анортозитов максимальна в южной части Колвицкого массива, достигая 1,5 км, и минимальна на южном окончании Сальных Тундр — 0,3 км.

Еще реже, чем в габбро-анортозитах, первичные текстуры сохраняются в метаноритах. Они представляют собой сланцеватые мезократовые породы, состоящие из плагиоклаза № 60—70 и ортопироксена (Fs_{25-30}). Иногда вдоль контакта с подстилающими габбро-анортозитами наблюдаются зоны ритмичного переслаивания тех и других пород. Снизу вверх метанориты постепенно переходят в пироксеновые метадиориты, отличающиеся главным образом пониженной основностью плагиоклаза (№ 43—50), повышенным количеством ортопироксена (Fs_{30-35}) и появлением в существенных количествах (до 20—25%) клинопироксена ряда диопсид-авгита. В интерстициях между зернами присутствуют коричневая роговая обманка, биотит, апатит, рудные (титаномагнетит, сульфиды).

Верхние части массивов в настоящее время нацело рассланцованы. Здесь наряду со сланцами основного состава, аналогичными развитым по норитам, наблюдаются мезократовые двупироксеновые породы с ортоклазом, антипертитовым плагиоклазом и кварцем, по минеральному составу отвечающие монцонитам (мангеритам), кварцевым монцонитам и кварцевым диоритам (эндербитам). Относительно происхождения этих пород нет единства мнений. Л. А. Прияткина [Прияткина, Шарков, 1979] рассматривает их как результат наложенной мигматизации. Однако автор считает возможным включить их в состав массива на основании следующих данных: 1) наличия постепенных переходов от норитов через диориты к монцонитам; 2) закономерной смены составов минералов в этом направлении: плагиоклаз меняется от An_{60-70} в норитах до An_{35-40} в монцонитах и до An_{30-35} в кварцевых монцонитах и эндербитах, в этом же направлении меняется состав ортопироксена — от Fs_{20-25} в норитах, Fs_{30-35} в монцонитах до Fs_{40-45} в кварцевых монцонитах и эндербитах; 3) наличия реликтов ритмичной расслоенности, где эти породы участвуют во взаимном переслаивании.

В пользу когенетичности основных и кислых пород в колвицко-сальнотундровском комплексе свидетельствуют и наблюдения в пределах Сальнотундровского массива в районе Нотозера. Здесь среди комплекса норитов и диоритов наблюдаются сегрегации и жилы кварцевых монцонитов (мангеритов), обладающие всеми особенностями пород когенетичной жильной серии интрузивного тела. Такие наблюдения свидетельствуют о том, что изученные массивы являются представителями анортозит-мангеритовой серии, широко проявленной среди докембрийских подвижных поясов.

Общая мощность макрослоя мезократовых пород составляет 1300—2000 м, причем около 600 м разреза приходится на долю пород мангеритового ряда.

В контакте массивов с породами кровли, судя по наблюдениям в юго-восточной части Колвицкого массива (губа Белозерская), снова в небольшом количестве появляются породы габбро-анортозитового ряда, видимо отвечающие верхней зоне закалки.

Изучение состава минералов по разрезу Колвицкого массива показало, что он закономерно меняется снизу вверх по разрезу массива.

Так, плагиоклаз в пределах почти всей анортозитовой зоны сохраняет практически один и тот же состав (An_{55-60}). Наблюдается повышение его основности до An_{70}, а также магнезиальности ортопироксена до Fs_{22} лишь в средней части разреза. В пределах макрослоя мезократовых пород изменения состава ортопироксена и плагиоклаза имеют ритмичный характер. В целом по массиву наблюдается снижение основности плагиоклаза до An_{30} и магнезиальности ортопироксена до Fs_{45} снизу вверх по разрезу (рис. 18). Аналогичные особенности установлены и для Сальнотундровского массива.

Химический состав. Как видно из табл. 6, плагиоклаз анортозитов обладает выдержанным составом, обычно An_{65-67}. В центральной части разреза массива наблюдается своеобразное высокотемпературное «ядро», где основность плагиоклаза возрастает до 75—80% *An*, а железистость темноцветных силикатов составляет 19—25%. Далее вверх по разрезу основность плагиоклаза снова снижается и составляет в мангеритах 35—45%.

Обращает на себя внимание, что породы колвицко-сальнотундровского комплекса, как и рассмотренного выше ачинского, заметно недосыщены кремнеземом, вплоть до появления в анортозитах нормативного нефелина. Как и в предыдущем случае, есть основания думать, что это является следствием слабо выраженного натрового метасоматоза, поскольку ни модальный оливин, ни тем более модальный нефелин в изученных породах не встречается.

Как уже указывалось выше, породы рассмотренного комплекса претерпели интенсивный метаморфизм и рассланцевание. Первичные текстуры и структуры пород сохранились только на отдельных участках, а обычно в той или иной мере рассланцованы и деформированы. При этом на участках развития сланцеватости разных генераций создаются структуры, морфологически напоминающие косослоистые серии осадочных пород [Прияткина, Шарков, 1979, рис. 22]. По этой причине рассматриваемые комплексы некоторыми исследователями описываются в качестве пачки осадочных пород. Однако наличие постепенных переходов в породы, сохранившие первичные текстурно-структурные особенности, а также присутствие реликтов первичных магматических минералов в этих сланцах (см. рис. 17) свидетельствуют об их первично-магматической природе.

В связи с интенсивными наложенными деформациями пород возникает вопрос о нормальном или опрокинутом залегании массивов. Как следует из описания, последние имеют асимметричный характер со сравнительно высокотемпературными габбро-анортозитами внизу и с более низкотемпературными породами мангеритового ряда вверху. В этом же направлении меняется и состав главных породообразующих минералов, что также указывает на снижение температуры формирования пород. Подобный характер разреза типичен для нормального залегания интрузивных образований [Шарков, 1980].

Состав исходного расплава. Судя по изучению состава эндоконтактных зон этих интрузий (см. табл. 6), отождествляемых с зонами закалки, и по средневзвешенному составу массивов, он отвечал высокоглиноземистому андезито-базальту [Шарков, 1974] — типичному члену известково-щелочных серий изверженных горных пород.

Процесс кристаллизации расплава, близкого к исходному расплаву Колвицкого массива, был экспериментально изучен Т. Х. Грином [1968], по данным которого минералом ликвидуса такого расплава при давлениях до 25 кбар является основной плагиоклаз. Следовательно, при затвердевании такого расплава в широком интервале давлений наи-

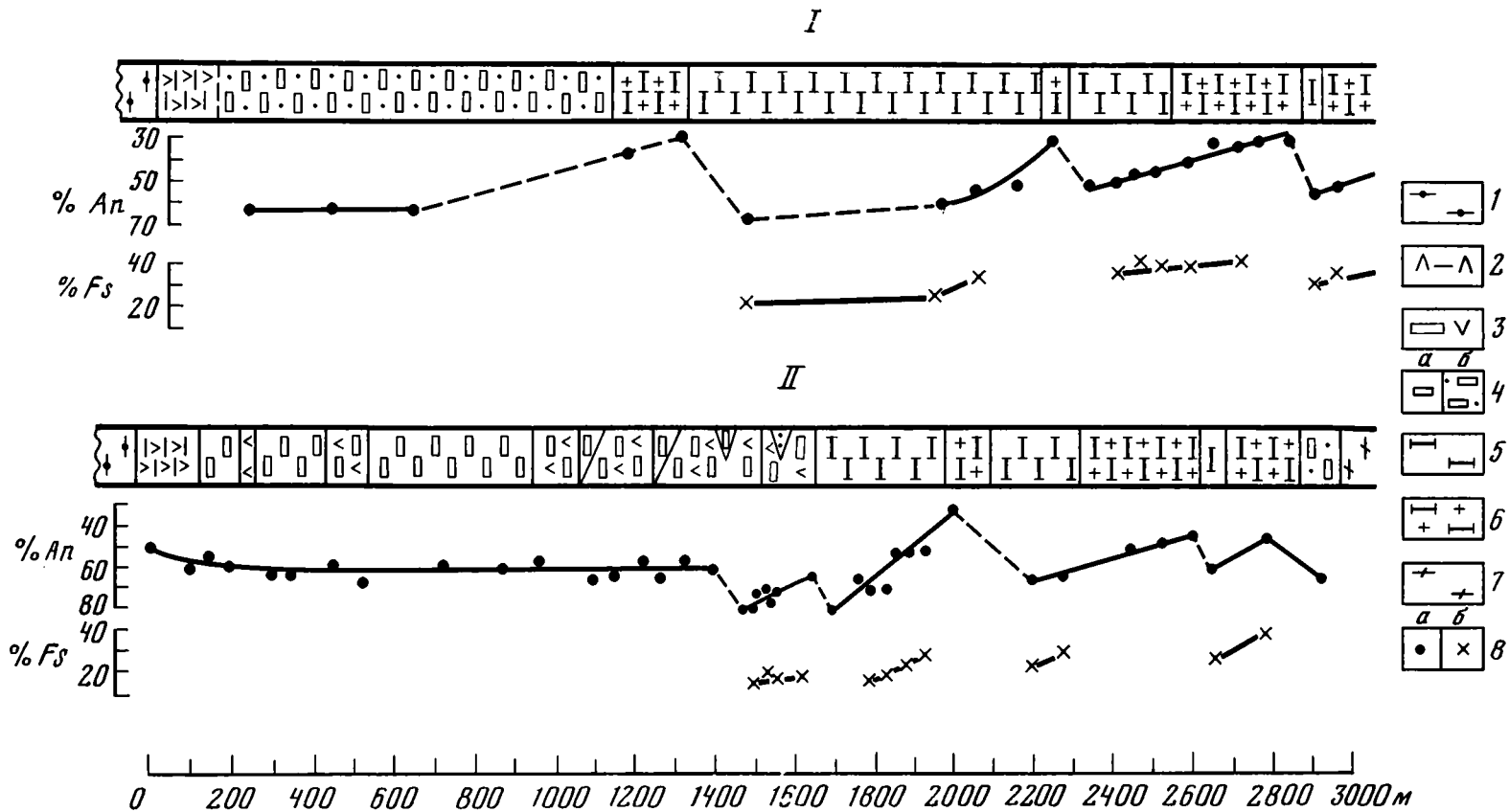


Рис. 18. Изменение составов плагиоклаза и ортопироксена по разрезу Колвицкого интрузива

I, *II* — разрезы: *I* — Плоские Тундры, *II* — Порья губа

1 — амфиболиты из нижнего экзоконтакта; *2* — эндоконтактовые метагаббро-анортозиты; *3* — метагаббро-анортозиты; *4* — метаанортозиты (*а*) и плагиосланцы по ним (*б*); *5* — метанориты; *6* — породы мангеритовой серии; *7* — гранат-клинопироксеновые сланцы; *8* — составы плагиоклазов (*а*), ортопироксенов (*б*)

более высокотемпературные нижние части разреза интрузий должны быть образованы кумулятами плагиоклаза, т. е. анортозитами, а все мафические компоненты должны отжиматься наверх, приводя к появлению мезократовых верхних частей разреза.

Судя по наличию троктолитов, с одной стороны, и по наличию в них коронарных (венцовых) структур вдоль границ плагиоклаза и оливина — с другой, затвердевание интрузивов происходило при давлении 6—7 кбар.

Габбро-анортозиты гремяха-вырмесского комплекса

Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове является представителем щелочно-габбровых интрузивов. На Балтийском щите известен еще один массив этого типа — Елетьозерский в Северной Карелии (см. рис. 1). По вещественному составу он весьма близок к Гремяха-Вырмесу и поэтому специально рассматриваться не будет. Следует лишь отметить, что он имеет воронкообразную форму с автономной внутренней структурой, характерную для интрузивов, формировавшихся в условиях жесткой рамы.

Геологическое положение. Массив Гремяха-Вырмес располагается в пределах древнего Центрально-Кольского блока (см. рис. 1), прорывая глубоко метаморфизованные образования кольской серии архея. Время внедрения интрузии по радиологическим данным оценивается в 1900 млн. лет [Полканов и др., 1967; Земная кора..., 1978; и др.].

Массив вытянут в северо-западном направлении согласно с простиранием вмещающих гнейсовых толщ. Он достигает 19 км в длину и 4—6 км в ширину, при площади около 100 км^2 (рис. 19). Согласно А. А. Полканову с соавторами [1967], интрузив формировался в три этапа, что привело к появлению трех фаз («комплексов») пород: 1) перидотит-пироксенит-габбро-анортозитов и акерито-пуласкитов, 2) нефелиновых сиенитов — ювитов и ийолитов и 3) щелочных сиенитов — щелочных гранитов. Включение последнего «комплекса» пород в состав массива дискуссионно [Шарков, 1980], и поэтому в дальнейшем изложении под массивом Гремяха-Вырмес будут рассматриваться только первые две группы пород. В этом случае размеры массива уменьшаются до 60 км^2.

Породы первого «комплекса» (90% площади массива) образуют линзообразное тело, вытянутое в меридиональном направлении, с падением расслоенности на запад—юго-запад под углами 40—60°.

Вдоль периметра интрузива в контакте с архейскими гнейсами повсюду отмечается полоса эндоконтактовых габброидов мощностью от нескольких десятков метров до 60 м (рис. 19). Внешняя часть этой полосы образована мелкозернистыми габбро и габбро-норитами, которые снизу вверх постепенно сменяются крупно- и гигантозернистыми разновидностями. Между мелко- и крупнозернистыми породами часто наблюдаются прослои оруденелых габбро- и оливиновых габбро с обильной вкрапленностью титаномагнетита, а также отдельные прослои пироксенитов и троктолитов.

Выше эндоконтактной зоны развита расслоенная серия, образованная ритмичным чередованием оливинитов, перидотитов (верлитов), пироксенитов (диаллагитов), оливиновых габбро, габбро, анортозитов и акеритов, переслаивающихся в указанном порядке. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до метров и десятков метров. Преобладающей разновидностью пород восточной части массива являются габбро и анортозиты, на долю которых приходится

Рис. 19. Схема геологического строения массива Гремяха-Вырмес по А. А. Полканову и др. [1967] с дополнениями А. Г. Булаха и автора

1 — щелочные граниты;
2 — граносиениты;
3 — нефелиновые сиениты;
4 — ильменит-апатитовые габбро;
5 — щелочные габбро, пуласкиты, акериты;
6 — перидотиты, пироксениты, оливиниты;
7 — габбро, габбро-анортозиты;
8 — эндоконтактовые габбро и габбро-нориты;
9 — вмещающие гнейсы кольской серии;
10 — элементы залегания расслоенности (а) и сланцеватости (б);
11 — тектонические нарушения

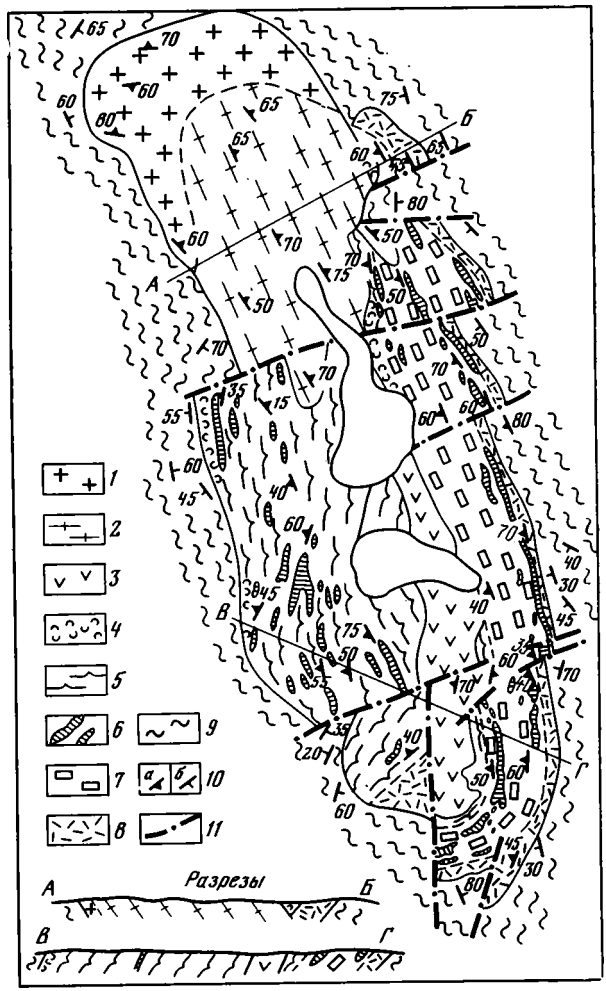
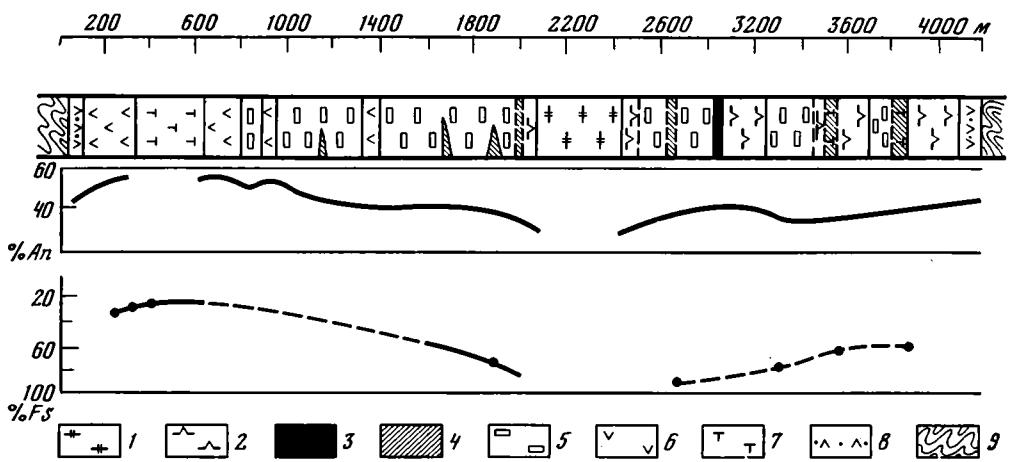


Рис. 20. Схематический геологический разрез массива Гремяха-Вырмес

1 — нефелиновые сиениты;
2 — щелочные габброиды (акериты, пуласкиты);
3 — титаномагнетитовые руды;
4 — рудные перидотиты;
5 — анортозиты и габбро-анортозиты;
6 — габбро;
7 — верлиты и клинопироксениты;
8 — мелкозернистые габбро зоны закалки;
9 — гнейсы кольской серии



2/3 разреза этой части интрузива (рис. 20). В нижней части разреза преобладают ультраосновные породы (оливиниты, перидотиты), а в верхней появляются олигоклазовые габбро и акериты. Среди габброидов района восточнее оз. Вырмес отмечаются прослои щелочных пород (щелочные пироксениты, мельтейгиты, ийолит-уртиты и тералиты).

Петрография пород. Породы массива имеют типичные кумулятивные структуры. В оливинитах единственным минералом кумулуса является оливин, а интерстициальный материал представлен пироксеном, плагиоклазом, керсутитом и титаномагнетитом (с пирротином или без него). В перидотитах, помимо оливина, к минералам кумулуса относятся титан-авгит и апатит, а интеркумулус образован плагиоклазом, керсутитом и рудным материалом. Плагиоклаз (№ 40—56) в качестве минерала кумулуса впервые появляется только в оливиновых габбро, троктолитах и габбро. В этих породах содержится максимальное количество кумулусных фаз (оливин+плагиоклаз+апатит±титан-авгит± ±титаномагнетит), а в дальнейшем их количество уменьшается до трех (плагиоклаз, титан-авгит и апатит) в габбро и до одной-двух в габбро-анортозитах (плагиоклаз № 40—50±апатит). Интерстициальный материал в последнем случае представлен клинопироксеном, керсутитом и титаномагнетитом. В акеритах минералами кумулуса являются титан-авгит, антипертитовый олигоклаз (№ 12—22), апатит±оливин. Интерстициальный материал представлен ортоклазом, керсутитом, апатитом и титаномагнетитом. Промежуточную разновидность между акеритами и габброидами представляют олигоклазовые габбро (плагиоклаз № 20—22, редко до № 38).

Существенной особенностью оливинсодержащих пород ультраосновного и основного состава является появление венцовых структур вдоль контакта оливина и плагиоклаза, свидетельствующих о том, что давление во время затвердевания массива превышало 6 кбар.

Вдоль зон бластомилонитизации основные породы преобразуются в полосчатые бластомилониты, характеризующиеся чередованием тонких (1—3 см) полос зеленой роговой обманки и гранулированного плагиоклаза. Возникающая при этом ассоциация (роговая обманка+плагиоклаз № 33—40+эпидот — клиноцоизит±альмандиновый гранат±скаполит) отвечает условиям амфиболитовой фации (дистен-силлиманитовая фациальная серия).

В западной части массива сохраняется ритмичный характер переслаивания тех же разновидностей пород, к которым добавляются пуласкиты (кумулус — ортоклаз+плагиоклаз № 8—12 + эгирин-диопсид + титаномагнетит; интеркумулус — апатит+биотит+щелочной амфибол, иногда нефелин). Преобладающей разновидностью пород здесь являются анортозиты, олигоклазовые габброиды и акериты; ультрабазиты (гортонолиститы, перидотиты, пироксениты) составляют около 4% общего объема и приурочены к висячему боку интрузива. Для пород характерна низкая основность плагиоклаза (обычно олигоклаза) и высокая железистость темноцветных минералов.

Щелочные породы расположены в центральной части массива и связаны с габброидами промежуточными разновидностями и зонами переслаивания (?). Они, по-видимому, представляют собой наиболее низкотемпературные фракционаты интрузива [Шарков, 1980]. Общая мощность массива составляет 4—5 км.

Так же как и для других расслоенных интрузивов, для массива Гремяха-Вырмес характерно закономерное изменение состава минералов по разрезу массива (см. рис. 20).

Химический состав. Как видно из табл. 7, породы массива характеризуются высокой железистостью и особенно титанистостью, причем часто количество ильменита больше, чем магнетита, что не типично для других массивов. Обращает на себя внимание присутствие в породах апатита. Основность плагиоклаза, особенно в анортозитах, низкая, что типично для субщелочных габброидов вообще. Для средних—верхних частей разреза отмечается высокая железистость темноцветных минералов.

Состав исходного расплава. Исходный расплав массива, определенный по составу эндоконтактовых габброидов, отвечает субщелочному базальту (табл. 8, обр. 11). Находки троктолитов среди пород массива и наличие венцовых структур вдоль контактов оливина и плагиоклаза показывают, что затвердевание массива происходило при давлении 6—7 кбар. Это подтверждается и данными парагенетического анализа [Шарков, 1980].

Как видно из рис. 1, щелочно-габбровый массив Гремяха-Вырмес расположен в пределах Печенгско-Варзугской мобильно-проницаемой зоны и, очевидно, представляет собой интрузивный аналог субщелочных базальтов, развитых наряду с толеитовыми базальтами в вулканогенно-осадочных сериях в пределах Печенгской и Имандра-Варзугской структур [Земная кора..., 1978]. Печенгско-Варзугская мобильно-проницаемая зона на раннесвекофенском этапе представляла собой типичную рифтогенную структуру, что и определяет тектоническую позицию исследованного массива.

Заключение

Проведенное исследование показало, что анортозитовые ассоциации пород в пределах Кольского полуострова весьма разнообразны как по вещественному составу, так и по возрасту и положению в главных структурно-тектонических единицах региона.

Наиболее древними являются мелкие будинообразные тела друзитов, развитые среди глубоко метаморфизованных толщ беломорской серии архея. Они ассоциируют с породами основного—ультраосновного состава и относятся к продуктам инициального магматизма в пределах Беломорского мегаблока на ребольском этапе его развития.

Аналогичное положение занимают линзообразные тела габбро-анортозитов колмозерского комплекса, развитые в пределах Кейвско-Поросозерской мобильно-проницаемой зоны.

От них существенно отличаются интрузивы Монче-Тундры, под которыми автор понимает массив габбро-норито-анортозитов Главного хребта и Мончегорский плутон ультраосновных и основных пород, Панских—Федоровых Тундр и их аналогов, а также Цагинский массив. Судя по реликтам первично-магматических текстур, они представляли собой лополитообразные тела с автономной внутренней структурой, свидетельствующей о формировании интрузивов в условиях жесткой рамы. В мончетундровском комплексе и его аналогах анортозиты также ассоциируют с породами основного и ультраосновного состава. Уникальный цагинский комплекс характеризуется ассоциацией с высокожелезистыми ультрамафитами и габброидами. Исходный расплав первой группы массивов отвечал толеитовому базальту, Цагинского — субщелочному базальту.

По вещественному составу к Цагинскому массиву ближе всего стоит Ачинский массив, который в отличие от рассмотренных выше комплексов представляет собой пластинообразный интрузив с конформной контактам внутренней структурой, приуроченный к зоне глубинного

Таблица 7

Химический состав (в вес.%) пород колвицко-сальнотундровского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	48,34	48,22	51,92	52,00	51,10	50,70	47,64	50,78	47,65	49,56	49,08	48,32	47,64	47,70	48,52
TiO_2	1,15	0,48	0,45	0,31	0,13	0,36	0,08	0,13	0,65	0,23	0,22	0,25	0,01	0,08	0,09
Al_2O_3	23,90	23,26	20,48	28,91	30,31	29,24	26,68	28,91	26,12	26,41	26,32	25,38	32,41	28,81	22,72
Fe_2O_3	1,41	2,18	0,60	0,54	0,37	0,89	1,00	0,70	0,85	0,46	0,46	0,62	0,46	0,61	0,59
FeO	6,25	5,38	6,76	2,01	1,02	1,17	3,49	1,90	5,32	4,22	4,33	5,31	0,43	2,90	5,38
MnO	0,09	0,09	0,12	0,02	Не опр.	0,02	0,06	0,14	0,10	0,06	0,18	0,20	Нет	0,06	0,11
MgO	1,88	4,68	6,51	0,43	0,36	0,45	3,31	1,70	4,68	2,71	4,06	4,26	0,32	4,69	10,46
CaO	11,66	11,19	9,03	10,08	12,44	13,14	13,12	11,58	10,16	11,47	11,58	10,56	14,60	13,12	9,94
Na_2O	2,95	3,15	2,56	4,48	4,11	3,42	2,57	3,69	3,37	3,54	3,04	2,97	2,89	1,63	1,59
K_2O	0,51	0,58	0,54	0,36	0,44	0,29	0,30	0,53	0,40	0,27	0,94	0,82	0,52	0,60	0,37
P_2O_5	—	—	—	0,06	—	—	—	—	0,15	—	—	—	—	—	—
H_2O_{105}	Нет	0,02	Нет	0,10	0,08	0,11	0,04	0,04	0,03	0,08	0,08	0,06	0,02	0,02	0,10
П.п.п.	1,29	1,20	1,05	0,36	0,07	0,52	1,39	0,33	0,78	0,93	0,08	1,35	0,19	0,15	0,08
Сумма	99,43	100,43	100,02	99,66	100,43	100,32	99,68	100,43	100,26	99,94	100,37	100,10	99,49	100,37	99,95
Or	2,78	3,34	2,78	2,23	2,23	1,67	1,67	2,78	2,23	1,67	5,57	5,00	2,78	3,34	2,23
Ab	24,64	25,15	21,50	38,27	31,46	29,89	22,82	31,46	26,74	29,89	22,55	24,90	18,87	13,63	13,63
An	50,62	47,84	43,11	50,07	61,75	62,86	56,18	57,58	50,34	55,35	55,35	52,29	72,32	65,09	49,29
Cpx	6,10	6,35	1,36	—	—	1,83	3,62	—	—	1,14	1,83	—	—	—	—
Opx	7,95	—	27,24	3,87	—	1,13	9,56	2,13	—	—	—	—	—	12,56	23,40
Ol	1,71	23,43	—	—	3,21	—	15,65	7,48	28,95	9,70	24,51	29,17	0,86	5,44	17,21
Q	—	—	0,90	0,84	—	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cor	—	—	—	2,65	0,51	—	—	1,12	1,73	—	—	0,41	0,61	1,63	1,63
Ne	—	0,85	—	—	1,70	—	—	—	0,85	—	1,70	0,14	3,13	—	—
Mt	2,08	3,24	0,93	0,70	0,70	1,39	1,39	0,93	1,16	0,46	0,70	0,93	0,70	0,93	0,93
Il	2,12	0,76	0,76	0,61	0,15	0,61	0,15	0,15	1,21	0,70	0,46	0,46	—	0,15	0,15
%*An*	67	66	67	57	65	68	71	65	65	65	71	68	79	82	75
f	53	33	35	68	51	39	34	35	35	44	36	40	27	25	22

Таблица 7 (окончание)

Компонент	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO_2	50,32	50,54	50,38	51,02	51,88	51,76	53,52	53,74	54,56	54,80	54,92	49,26	50,71	49,69
TiO_2	0,35	0,16	0,55	1,09	0,80	0,87	0,85	0,42	1,38	0,81	1,24	0,52	0,45	0,49
Al_2O_3	19,18	17,50	15,74	17,65	18,50	18,53	17,29	15,89	18,44	17,13	17,18	24,85	22,94	23,75
Fe_2O_3	0,44	0,85	1,10	1,47	2,55	1,51	1,37	0,96	2,15	1,40	2,40	1,13	1,06	1,10
FeO	6,98	5,46	7,69	8,76	6,40	7,71	6,83	7,41	5,16	6,25	5,31	5,60	4,86	5,09
MnO	0,13	0,16	0,18	0,16	0,12	0,14	0,13	0,12	0,11	0,11	0,11	0,14	0,09	0,13
MgO	11,14	12,41	9,79	5,30	6,06	6,10	6,99	8,04	3,27	5,22	4,48	3,02	5,56	4,84
CaO	8,86	10,22	12,23	9,54	9,38	8,92	6,87	7,78	6,31	7,33	5,63	11,40	10,40	10,90
Na_2O	1,98	2,11	1,88	3,06	3,75	3,12	3,81	2,69	4,39	3,78	4,02	3,17	2,95	3,08
K_2O	0,29	0,29	0,47	0,77	0,74	0,93	2,51	2,87	3,31	2,26	3,78	0,91	0,98	0,94
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O_{105}	0,04	0,12	0,08	0,14	0,02	0,08	0,10	0,06	0,16	Нет	0,12	—	—	—
П.п.п.	0,07	0,34	0,09	1,23	0,35	0,80	0,26	0,40	0,57	0,71	0,59	—	—	—
Сумма	99,78	99,97	100,18	100,19	100,55	100,47	100,53	100,38	99,81	99,80	99,78	100,00	100,00	100,00
Or	1,67	1,11	2,78	4,45	4,45	5,57	15,03	17,25	19,48	13,36	22,46	5,53	5,96	5,54
Ab	11,53	17,83	16,25	25,69	31,46	26,22	31,38	23,07	37,23	31,98	34,08	25,61	24,52	25,54
An	42,56	37,83	32,82	32,26	31,43	33,66	22,81	22,53	20,58	22,09	17,80	50,45	44,97	47,84
Cpx	1,11	9,24	22,53	12,41	12,42	8,67	8,91	13,38	13,76	10,93	8,36	4,84	4,20	6,34
Opx	25,39	5,11	14,78	20,43	5,26	18,62	2,63	17,67	1,23	14,33	4,93	—	6,98	0,66
Ol	11,87	43,30	8,23	—	17,55	5,89	30,45	—	11,98	3,60	11,94	10,30	9,21	11,15
Q	—	—	—	0,25	—	—	—	0,78	—	—	—	—	—	—
Cor	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	0,70	1,16	1,62	2,08	3,70	2,08	2,08	1,39	3,01	2,08	3,47	1,62	1,58	1,62
Il	0,61	0,30	1,06	2,12	1,52	1,67	1,52	0,76	2,73	1,52	2,28	1,06	0,74	0,90
%*An*	78,5	68	67	56	47	51,5	41	48	36	41	35	66	65	65
f	23	19	29	43	30	37	31	44	34	35	30	47	71	67

Примечание. 1—13 — метагаббро-анортозиты и плагиосланцы по ним, обр. 2655, 4, 51-7, 2172, 2555, 61, 10, 3125, 2146, 2673а, 3030, 3116, 2590; 14—18 — метанориты и гиперстен-гранат-плагиоклазовые сланцы по ним, обр. 2640, 2588, 2164, 3076, 3084; 19—21 — метадиориты и кристаллические сланцы по ним, обр. 191, 3207, 2271; 22—26 — метамангериты и кристаллические сланцы по ним, обр. 2124, 2158, 2097, 2095, 2122; 27 — эндоконтактовый габбро-анортозит (среднее из 4 анализов); 28 — средневзвешенный состав массива; 29 — среднее из анализов 27 и 28 [Шарков, 1974].

Анализы 2, 7 — по данным В. В. Сидоренко; 3 — М. И. Ефимова; 6, 19—А. П. Лебедева; остальные—из коллекции автора, выполнены в химлаборатории ИГГД АН СССР, аналитик З. К. Зульфикарова.

Таблица 8

Химический состав (в вес.%) пород Гремяха-Вырмесского массива [Полканов и др., 1967]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	44,53	30,00	43,15	45,09	49,47	54,24	48,47	50,22	53,44	30,62	44,03	46,80
TiO_2	0,65	4,54	3,15	1,63	2,85	1,06	2,62	2,26	1,75	6,16	0,21	2,24
Al_2O_3	3,24	10,22	13,34	11,67	17,61	23,86	14,08	14,73	16,00	0,86	25,01	14,82
Fe_2O_3	2,78	17,19	9,14	5,76	1,95	0,82	6,68	4,44	4,27	7,99	4,66	7,62
FeO	10,99	18,60	9,40	9,95	5,55	3,23	9,96	10,83	10,14	37,44	1,77	7,88
MnO	0,23	0,20	0,17	0,22	0,10	0,06	0,03	0,19	0,20	0,99	0,10	0,17
MgO	25,04	8,91	8,32	12,28	4,63	1,66	3,03	1,65	1,01	5,23	1,32	5,37
CaO	10,15	6,84	10,10	10,45	9,53	7,82	7,54	7,05	4,14	9,42	4,20	10,05
Na_2O	1,38	1,45	2,70	1,61	5,90	5,43	5,05	4,78	3,84	0,20	12,38	3,75
K_2O	0,44	Нет	0,51	0,09	1,01	0,73	0,63	1,38	3,25	0,08	4,8	0,71
P_2O_5	—	—	—	0,10	0,08	0,78	—	1,11	—	0,50	—	0,05
V_2O_5	—	0,20	0,21	0,07	—	—	—	—	—	—	—	0,14
H_2O_{105}	—	0,44	—	0,21	0,13	0,22	0,18	0,47	0,36	0,20	0,23	—
П.п.п.	0,28	0,85	0,50	0,31	1,21	0,48	1,48	0,80	1,65	0,49	1,62	0,36
Сумма	99,71	99,44	100,69	99,44	100,02	100,38	99,75	99,91	100,05	100,18	100,33	99,96
Or	2,23	—	2,78	0,56	6,12	3,90	3,34	8,35	18,92	—	26,16	3,90
Ab	3,15	12,06	19,40	14,16	27,79	46,14	40,90	40,37	31,98	—	—	29,36
An	1,11	21,42	22,53	24,48	18,64	33,10	14,19	14,46	17,64	—	—	21,42
Cpx	39,25	10,18	22,26	21,20	22,28	—	19,15	11,21	2,60	27,13	17,77	22,53
Opx	—	25,83	—	15,75	—	6,23	—	9,89	10,39	—	—	—
Ol	43,61	3,19	14,59	11,39	3,55	—	4,76	0,96	—	40,19	2,46	7,95
Q	—	—	—	—	—	2,46	—	—	3,78	—	—	—
Cor	—	—	—	—	—	2,04	—	—	—	—	—	—
Nl	4,83	—	1,99	—	11,93	—	0,85	—	—	0,85	55,67	1,14
Ap	—	—	—	0,34	0,34	2,02	3,34	2,69	—	1,35	—	—
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,86	—	—
Ac	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,44	1,75	—
Mt	3,94	25,00	3,94	8,34	2,78	1,16	9,72	6,48	4,10	16,58	6,71	11,11
Il	1,21	8,35	9,03	3,04	5,31	2,12	5,01	4,40	5,09	11,68	0,46	4,25
%*An*	26	63	54	63	40	42	26	26	36	—	—	42
f	17	31	27	22	21	48	46	70	79	76	66	21

Примечание. 1 — крупнозернистый перидотит (верлит) из нижней части разреза массива; 2 — рудное оливиновое габбро; 3 — оливиновое габбро; 4, 5 — габбро; 6 — анортозит; 7 — олигоклазовое габбро; 8 — пуласкит; 9 — гортонолитовый перидотит; 10 — уртит; 11 — мелкозернистые эндоконтактовые габброиды.

разлома, разделяющего Мурманский и Центрально-Кольский сегменты земной коры. При деформациях, связанных с дальнейшей эволюцией этой структуры, он претерпевает мощные процессы рассланцевания, метаморфизма и деформаций.

Такую же морфологию и сходный характер вторичных изменений имеет колвицко-сальнотундровский комплекс анортозитов-мангеритов, трассирующий зону Лапландского глубинного разлома. Его исходный расплав отвечал составу высокоглиноземистого андезито-базальта. Внедрение комплекса связано с начальными этапами развития структуры.

Наиболее щелочной анортозитсодержащей ассоциацией является щелочно-габбровый массив Гремяха-Вырмес, приуроченный к Печенгско-Варзугской рифтогенной структуре.

Анортозиты различных ассоциаций заметно различаются по химическому составу. Продукты кристаллизации толеитовых базальтов характеризуются наиболее высокой основностью плагиоклаза, наивысшей магнезиальностью и наименее железисты и титанисты. В анортозитах, образовавшихся при кристаллизации трахибазальтов и субщелочных базальтов, наоборот, существенно понижена основность плагиоклаза, и для них характерны высокая железистость и титанистость. Продукты кристаллизации расплавов известково-щелочной серии занимают промежуточное положение, т. е. характеризуются умеренной основностью плагиоклаза и умеренной железистостью и титанистостью.

Почти все изученные комплексы связаны с зонами глубинных разломов разного типа, за исключением образований друзитового комплекса Беломорья, где они имеют площадное распространение. Но в этом случае массивы представляют собой небольшие будины, и поэтому их современное местоположение может быть связано с процессами меланжирования пород при мигматизации беломорского комплекса в процессе ребольской и сумийской фаз складчатости при значительно более узкой первоначальной локализации массивов.

Морфология и общие кинематические особенности формирования массивов анортозитов. Среди анортозитов Кольского полуострова морфологически выделяются две группы интрузивов: 1) крупные лополитообразные тела с автономной внутренней структурой, формировавшиеся в условиях жесткой рамы; 2) пластинообразные тела, трассирующие зоны контактов между сегментами земной коры с разной историей геологического развития; в отличие от первого типа они несут определенные черты формирования в условиях мобильной рамы.

Совершенно различен характер вторичных изменений рассмотренных типов массивов. Интрузивы, формировавшиеся в условиях жесткой рамы, в процессе последующих складчатых деформаций расчленяются на блоки, будинируются и т. д. Как правило, породы этих массивов сильно изменены вдоль краевых ограничений будин и блоков, а в их центральных частях прекрасно сохраняются как первичные текстуры и структуры пород, так и минералы, воздействие метаморфизма может сказаться лишь в появлении келифитовых структур вдоль границ плагиоклаза и темноцветных минералов.

Совершенно иная картина наблюдается в массивах второго типа. Как правило, они подвергаются мощному всепроникающему («penetrated-structure») рассланцеванию с преобразованием пород в условиях того или другого типа метаморфизма. Первичные текстуры, структуры и минералы сохраняются лишь локально, в качестве незначительных реликтов, а сами породы могут быть квалифицированы как кристаллические сланцы. Аналогичному рассланцеванию подвергаются и вмеща-

ющие породы. Характерно, что в большинстве случаев первично-магматические и наложенные текстуры весьма сходны по ориентировке, что позволяет предположить достаточную близость по времени магматического процесса в последующих динамометаморфических преобразованиях пород [Шарков, 1975].

В целом эти различия в морфологии тел и характере их вторичных преобразований, очевидно, свидетельствуют о том, что внедрение массивов первого типа происходило в зоны растяжения земной коры, а второго — в зоны сжатия.

Характер связи магматических и метаморфических режимов. Первое, что надо подчеркнуть при рассмотрении этой проблемы,— приуроченность анортозитовых ассоциаций к зонам низкоградиентных метаморфических режимов, что, по-видимому, является общей особенностью проявления основного магматизма [Земная кора..., 1978], во всяком случае в раннедокембрийских подвижных областях.

Второе — это наличие некоторой корреляции между вещественным составом анортозитовой ассоциации и характером сопутствующих метаморфических процессов в отличие от тех, которые связаны с другим тектоно-метаморфическим циклом. Так, производные толеитовых и щелочных базальтов подвергаются метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Анортозиты, происшедшие из расплавов, связанных с известково-щелочной серией пород, подвергаются гранулитовому метаморфизму, часто зональному, понижающемуся до амфиболитовой фации.

И третье, что хочется отметить,— различные во флюидном режиме метаморфизма. Если в первом случае флюид нейтральный с тенденцией к увеличению натриевой щелочности, то во втором он кремнекислотный с широким проявлением процессов кислотного выщелачивания [Прияткина, Шарков, 1979].

Составы исходных расплавов анортозитовых массивов и геодинамические условия их проявления. Исходные расплавы анортозитовых ассоциаций зон растяжения отвечают толеитовым и субщелочным базальтам. Их затвердевание происходило на значительной глубине при давлении 7±1 кбар. Такое давление способствовало широкому развитию пироксенов на высокотемпературных стадиях затвердевания плутонов, что приводило к существенному обогащению остающегося объема расплава глиноземом и кальцием и тем самым расширяло поле кристаллизации плагиоклаза, который становился важной минеральной фазой на средних этапах кристаллизации расплава.

Более разнообразны исходные расплавы, поступавшие в зоны сжатия. Здесь также отмечаются продукты кристаллизации толеитовых и трахибазальтовых составов, но, пожалуй, наиболее характерны для подобных условий продукты кристаллизации магматических расплавов известково-щелочной серии — высокоглиноземистые базальты и андезито-базальты. Судя по характеру первично-магматических парагенезисов пород, эти расплавы характеризовались повышенной водонасыщенностью, что позволяло им преодолевать ортопироксеновый барьер и тем самым приводило тренд кристаллизации в область кварцсодержащих составов. Поэтому в данной ассоциации пород широко представлены мангериты и кварцевые мангериты, отсутствующие в продуктах кристаллизации толеитовых и субщелочных базальтовых серий. Как известно, в настоящее время большинством исследователей возникновение известково-щелочных серий связывается с субдукционными режимами земной коры.

Все рассмотренные в настоящей работе анортозитовые ассоциации являются инициальными магматическими образованиями соответствующих геологических структур. В самом общем виде, по-видимому, можно считать, что массивы первого типа характерны для рифтогенных режимов, а второго — для субдукционных. В этом случае появление толеитовых и трахибазальтовых расплавов в шовных зонах разломов в режиме сжатия, очевидно, связано с локальными условиями становления подчиненных по значению геологических структур, осложняющих главную последовательность, например появление локальных зон сжатия в пределах мегаблоков. Это хорошо видно на примере анортозитов возвышенности Кейв, трассирующих Кейвско-Поросозерскую шовную зону в пределах Кольского мегаблока, который в целом характеризовался режимом растяжения.

Особняком стоит анортозитовая ассоциация ребольского друзитового комплекса. По характеру вторичных изменений (будинообразные тела, имеющие близкое к площадному развитие) и вещественному составу (отсутствие ассоциирующих пород мангеритовой группы) она тяготеет к первому типу и, вероятно, представляет собой вариант крупной структуры растяжения повышенной мобильности, обусловившей диффузное поступление расплава из глубины очагов. В настоящее время это единственный пример подобного типа магматического процесса, и, очевидно, он заслуживает самого пристального изучения.

Литература

Бельков И. В., Загородный В. Г., Предовский А. А. и др. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова.— В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 3—23.

Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 218—224.

Бибикова Е. В., Тугаринов А. И., Грачева Т. В., Константинова М. В. О возрасте гранулитов Кольского полуострова.— Геохимия, 1973, № 5, с. 664—675.

Богатиков О. А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.

Богданов Ю. Б. О так называемых базальных конгломератах кольской серии в районе хребтов Чуна-Монче-Волчьи Тундры на Кольском полуострове.— Тр. ВСЕГЕИ, 1971, вып. 175, с. 199—205.

Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита/С. Б. Лобач-Жученко, К. О. Кратц, И. Н. Крылов и др. Л.: Наука, 1972. 193 с.

Герлинг Э. К., Масленников В. А., Морозова И. М. и др. Древнейшие ультраосновные и основные породы Монче-Тундры (Кольский полуостров) и новые данные об абсолютном возрасте подкорового вещества Земли.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.; Л.: Наука, 1965, с. 11—34.

Глебовицкий В. А. Проблема эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.

Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Прияткина Л. А. и др. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 5—24.

Голованова Л. С. Метаанортозиты Чупинского района.— В кн.: Геология, минералогия и геохимия пегматитовых полей Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1978, с. 78—87.

Грин Т. Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 228—255.

Докучаева В. С., Ланев В. С. Юго-западная контактная зона Мончегорского плутона.— В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л.: Наука, 1967, с. 30—39.

Другова Г. М. К вопросу о конгломератах Мончегорского района на Кольском полуострове.— В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука, 1971, с. 108—109.

Дубровский М. И., Козлов Е. К., Юдин Б. А. О возрасте горных пород Главного хребта Чуна-Монче-Волчьих Тундр.— В кн.: Региональная геология, металлогения, геофизика. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, с. 105—115.

Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Козлов Е. К. и др. Геология и рудные месторождения

Мончегорского плутона.— В кн.: Материалы лаборатории докембрия АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956, вып. 3. 328 с.
Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М.: Изд-во АН СССР, 1966. 66 с.
Земная кора восточной части Балтийского щита/К. О. Кратц, В. А. Глебовицкий, В. Л. Дук и др. Л.: Наука, 1978. 228 с.
Ивлиев А. И. Находка строматолитов в гранулитовом комплексе Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 3, с. 661—664.
Ивлиев А. И., Корнюшин А. М., Минина Е. Г. Новые данные о структурном контроле ванадиево-титаномагнетитового оруденения в районе Сальных Тундр (Кольский полуостров).— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1971, вып. 2, с. 36—43.
Козлов Е. К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.
Козлов Е. К., Юдин Б. А. К вопросу о происхождении габбро-лабрадоритов массива Главного хребта на Кольском полуострове.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2, с. 43—50..
Козлов Е. К., Юдин Б. А., Докучаева В. С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых Тундр. Л.: Наука, 1967. 166 с.
Козлов Е. К., Юдин Б. А., Докучаева В. С. и др. Некоторые спорные вопросы и перспективы поисков сульфидных медно-никелевых руд в Мончегорском рудном районе.— В кн.: Проблемы докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1974, с. 39—68.
Кусиро И., Иодер Г. С. Реакция между форстеритом и анортитом при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 294—299.
Лавров М. М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-анортозитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979, с. 136.
Масленников В. А. Древнейший докембрий Кольского полуострова (геология и геохронология): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1969. 42 с.
Мирская Д. Д. Петрология метабазитов Кейв. Л.: Наука, 1968. 125 с.
Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел.— В кн.: Труды Юбилейной сессии ЛГУ. Л.: Изд-во ЛГУ, 1946, с. 50—71.
Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Л.: Наука, 1967. 236 с.
Прияткина Л. А., Глебовицкий В. А., Шлайфтейн В. А. О ранних стадиях развития Беломорско-Лапландского метаморфического пояса.— В кн.: Восточная часть Балтийского щита (геология и глубинное строение). Л.: Наука, 1975, с. 56—69.
Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома на Балтийском щите. Л.: Наука, 1979. 127 с.
Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
Рундквист Д. А., Соколова В. Н. Зональность оруденения Мончегорского медно-никелевого месторождения.— Зап. ВМО, 1978, № 6, с. 633—649.
Соколова В. Н. Геологическое строение и зональность медно-никелевого оруденения Монче-Тундры: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 26 с.
Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1980. 216 с.
Тугаринов А. И., Бибикова Е. В. Геохронология древнейших формаций Кольского полуострова.— Геохимия, 1975, № 9, с. 1275—1281.
Уиллемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса — крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений.— В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973, с. 7—26.
Шарков Е. В. О формационной характеристике интрузии габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский полуостров).— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 153—158.
Шарков Е. В. Исходные расплавы габбро-анортозитовых комплексов докембрия (на примере Балтийского щита).— В кн.: Проблемы магматизма докембрия. Л.: Наука, 1974, с. 241—246.
Шарков Е. В. Расслоенные интрузии шовных зон глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 71—81.
Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 186 с.
Шарков Е. В., Сидоренко В. В. Докембрийские интрузии метагаббро-анортозитов района Кейвской возвышенности (Кольский полуостров).— В кн.: Восточная часть Балтийского щита (геология и глубинное строение). Л.: Наука, 1975, с. 69—83.
Шкорбатов С. С., Перфилова А. П. К вопросу о структуре Главной габбровой интрузии Монче- и Чуна-Тундры.— Учен. зап. ЛГУ. Сер. физ. и геол. наук, 1964, вып. 15, № 324, с. 337—341.

Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968, с. 5—60.
Шуркин К. А., Дук В. Л., Митрофанов Ф. П. Материалы к геологии и петрографии габбро-лабрадоритов архея Северной Карелии.— Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, 1960, вып. 9, с. 120—149.
Шуркин К. А., Левковский Р. З. О возрасте габбро-лабрадоритовых интрузий Беломорья.— В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1966, с. 267—289.
Юдин Б. А. Габбро-лабрадориты Кольско-Кейвской синклинорной зоны.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1974, вып. 5, ч. 2, с. 114—129.
Юдин Б. А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука, 1981. 126 с.
Яковлева С. З., Шарков Е. В. Калий и рубидий в древнейших породах комплекса Монче-Тундра, Кольский полуостров.— В кн.: Геохимия радиогенных и радиоактивных изотопов. Л.: Наука, 1974, с. 139—162.
Birck J. L., Allegre C. J. Rb^{87}—Sr^{87} systematic of Montsche Tundra mafic pluton (Kola Penninsula, USSR).— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 20, p. 266—274.
Brown G. M. Pyroxenes from early and middle stages of fraktion of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— Miner. Mag., 1958, vol. 31, p. 511—543.
Buddington A. F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1939, vol. 7, p. 430.
Gaertner H. R. Gedanken zur tectonik der Lapplandischen granulite.— Bull. Commis. geol. Finl., 1962, N 204, p. 207—218.
Green D. H., Hibberson W. H. The instability of plagioclase in peridotite at high pressure.— Litos, 1970, vol. 3, N 3, p. 209—222.
Hess H. H. Stillwater igneous complex, Montana.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1960, vol. 80, p. 230.
Jackson E. D. Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana.— Geol. Surv. Profess. Pap., 1961, vol. 358, p. 1—106.
Piirainen T., Hugy N., Noschanni M., Joupperi A. On the geotectonics and ore forming processes in the basic intrusive belts of Kemi-Suhalko and Syöte-Narankävaara, northern Finland.— Bull. Geol. Soc. Finl., 1974, N 46, pt 2, p. 93—104.

УДК 552.321.5(571.51)

М. К. СУХАНОВ

АНОРТОЗИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ АНАБАРСКОГО МАССИВА

Огромные массы существенно плагиоклазовых пород — массивы анортозитов автономного типа (massif anorthosites) являются характерной составляющей кристаллического основания древних платформ и широко развиты на щитах. Анабарский щит не является исключением из этого правила. В пределах этой структуры известно несколько массивов анортозитов, общая площадь которых составляет около 1200 км^2. В СССР это одна из крупнейших анортозитовых провинций [Богатиков, Биркис, 1974].

Изучением анабарских анортозитов в различное время занимались М. И. Рабкин и Л. В. Климов [1958], А. Н. Вишневский, М. И. Рабкин и Б. Г. Лопатин [1974], Б. Г. Лутц [1964, 1974а, б]. В результате этих работ были закартированы выходы анортозитов, установлена их тесная связь с зонами повторного метаморфизма амфиболитовой фации, были высказаны различные предположения относительно генезиса анортозитов и ассоциирующих с ними пород. Однако до сих пор многие вопросы, касающиеся геологии и петрологии этих образований, остаются дискуссионными, в том числе и вопрос о том, в какой степени связаны процессы анортозитообразования и возникновения зон повторного метаморфизма

Автономные анортозиты постоянно ассоциируют с метаморфическими породами гранулитовой фации метаморфизма, что позволяет высказывать предположения о ведущей роли метаморфизма высоких температур и давлений в их формировании [Sighinolfi, Gargoni, 1975]. В этом отношении анортозиты Анабарского щита занимают несколько особое положение, поскольку пространственно они ассоциируют с амфиболитовым комплексом. Это обстоятельство затрудняет решение вопроса о том, к какому периоду тектоно-метаморфической истории Анабарского щита приурочен процесс анортозитообразования. Данные, полученные при изучении анортозитов и их взаимоотношений с вмещающими породами, позволяют высказать предположение о тесной генетической связи анортозитов с гранулитовым комплексом и соответственно об их архейском возрасте. Основанием для такого вывода являются рассмотренные ниже структурное положение анортозитовых массивов, строение их контактов с вмещающими породами, петрография и петрохимия анортозитов и ассоциирующих с ними пород, особенности метаморфизма анортозитов. Обобщение данных по геологии, петрологии и петрохимии анабарских анортозитов позволило отнести их к мангерит-габбро-анортозитовой ассоциации, характерной для ранних этапов развития земной коры.

Геологическое положение и возраст анортозитовой ассоциации

Характерной чертой геологического строения Анабарского щита является отчетливо выраженное блоковое строение. Несколько линейных блоков северо-северо-западного простирания, сложенных породами гранулитовой фации метаморфизма с очень небольшим количеством гранитного материала, разделены узкими зонами смятия и рассланцевания, выполненными разнообразными амфиболитами. В составе архейского гранулитового комплекса выделяется несколько серий (снизу вверх) — далдынская, верхнеанабарская, хапчанская, которые сложены двупироксеновыми кристаллическими сланцами, биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и сланцами с прослоями кварцитов, кальцифиров. Петрография и минералогия этих пород детально рассмотрены в работах Б. Г. Лутца [1964, 1974а, б] и А. Н. Вишневского [1978].

Амфиболитовые породы, выполняющие узкие зоны дробления между гранулитовыми блоками, ранее объединялись под названием ломуйского комплекса, однако последующие исследования показали, что это не стратиграфическое подразделение, а комплекс диафторитов, образовавшихся в зонах сочленения отдельных гранулитовых блоков. В пределах Анабарского щита выделяется несколько таких зон (с востока на запад): Харапская, Котуйкан-Монхоолинская, Ломуйская, Маган-Чопкинская (или Маганская). К двум из них — Котуйкан-Мохолинской и Маганской — приурочены выходы анортозитов и ассоциирующих с ними пород (иотунитов, мангеритов, амфиболовых метасоматитов), массивы которых можно объединить в две группы (рис. 1).

Котуйканская группа. Эта группа анортозитовых массивов расположена в северной части Котуйкан-Мохолинской зоны повторного метаморфизма и рассланцевания. Это полоса шириной 15—30 км при протяженности свыше 200 км, в которой развиты разнообразные по составу амфиболиты. В северной части зоны расположены три самых крупных на Анабарском щите анортозитовых массива (с запада на восток): Северный, Центральный и Восточный.

Общая площадь выходов анортозитов в пределах массивов составляет около 900 км^2. На некотором удалении от этих крупных массивов,

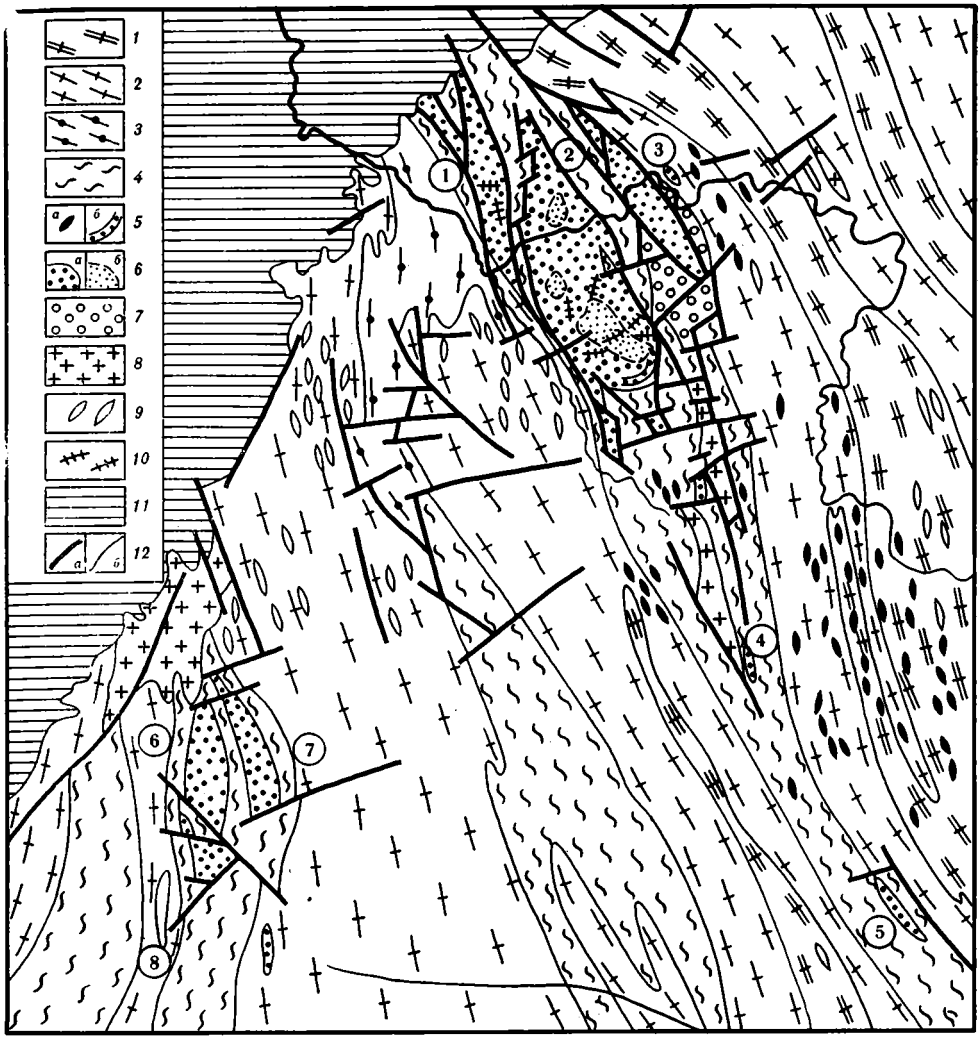


Рис. 1. Схема геологического строения северо-западной части Анабарского щита. Составлена автором по материалам А. Н. Вишневского, М. И. Рабкина, Б. Г. Лопатина, В. С. Рачкова и других с дополнениями и упрощениями

1 — нижний архей, далдынская серия (гиперстеновые, двупироксеновые плагиогнейсы, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями кварцитов, гранатовых и высокоглиноземистых кристаллических сланцев); *2* — нижний архей, верхнеанабарская серия (гиперстеновые, двупироксеновые плагиогнейсы с прослоями пироксен-плагиоклазовых, реже гранатовых кристаллических сланцев); *3* — верхний архей, хапчанская серия (биотит-гранатовые, гранат-гиперстеновые, двупироксеновые гнейсы с прослоями кальцифиров и скаполит-салитовых пород); *4* — повторно-метаморфизованные в амфиболитовой фации архейские метаморфические породы; *5* — линзы серпентинизированных ультраосновных пород в архейских породах (*а*), в анортозитах (*б*); *6* — анортозиты преимущественно амфиболовые (*а*), пироксеновые (*б*); *7* — иотуниты; *8* — биотитовые, двуслюдяные граниты раннего протерозоя; *9* — небольшие тела биотитовых и двуслюдяных гранитов раннего протерозоя; *10* — пегматитовые жилы, секущие анортозиты; *11* — терригенно-карбонатные породы верхнепротерозойского осадочного чехла; *12* — разломы (*а*), геологические границы (*б*)

Массивы анортозитов (цифры в кружках): 1 — Северный, 2 — Центральный, 3 — Восточный, 4 — Баллагаханский, 5 — Монхоольский, 6 — Маганский, 7 — Амбардаханский, 8 — Коялахский

на юг по простиранию зоны, имеются небольшие по размерам анортозитовые массивы площадью в несколько квадратных километров. Три из них, расположенных на юго-восточном продолжении Центрального массива, не имеют собственных названий, а два еще более южных, расположенных в верховьях р. Монхоола, названы Баллагаханским и Монхоольским [Лутц, 1974а, б].

Главными типами пород, среди которых залегают анортозиты, являются биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, в небольших количествах присутствуют амфиболовые метасоматиты, мангериты, граниты, кварцито-гнейсы и высокоглиноземистые породы. Значительная часть пород интенсивно гранитизирована, часто наблюдаются метасоматические порфиробласты калиевого полевого шпата, широко проявлены процессы рассланцевания и динамометаморфизма. Среди амфиболитов встречаются реликты пород гранулитовой фации метаморфизма и амфиболизированные анортозиты. Какая-либо стратификация в пределах зоны отсутствует, и установить, к какой части архейского разреза относятся обнаруживаемые здесь реликты гранулитовых пород, не представляется возможным. Контакты анортозитов с вмещающими породами (диафторитами) повсеместно тектонические.

Центральный массив является самым крупным в Котуйканской группе. В плане он имеет вид линзы, длинная ось которой ориентирована в субмеридиональном направлении. За исключением северного, все контакты анортозитов с вмещающими породами тектонические. Это мощные зоны рассланцевания, в которых простирание сланцеватости ориентировано параллельно общему удлинению массива. На севере полосчатость в анортозитах повторяет контуры его контакта и согласна со слоистостью вмещающих пород, катаклаз и милонитизация вдоль контакта отсутствуют, но нет и следов какого-либо контактового воздействия анортозитов на вмещающие породы. Внутренняя структура массива и характер залегания полосчатости практически неизвестны. Установленным можно считать наличие краевой фации — комплекса меланократовых пород, которые представлены амфиболитовыми габбро-анортозитами. Обогащение меланократовыми породами наблюдается в краевых частях массива в полосе шириной до 1 км, особенно в западной части массива и в некоторых центральных его районах (верховья р. Аболдоно); в последнем случае наряду с амфиболовыми габбро-анортозитами встречаются крупнозернистые пироксеновые анортозиты и титаномагнетитовые руды.

Полосчатость в анортозитовом массиве выявляется благодаря чередованию слоев, в различной степени обогащенных темноцветными минералами (амфиболом и пироксеном). Это слои мощностью от нескольких дециметров до нескольких десятков метров (рис. 2). Наряду с постепенными, почти незаметными переходами наблюдаются резкие, особенно между анортозитами, габбро и лейкогаббро. Сравнительно узкие (несколько метров) прослои меланократовых пород в анортозитах можно было бы принять за дайки или ксенолиты, однако отсутствие закаленных контактов и простирание прослоев согласно с общей структурой массива не позволяют сделать этого. Примером, иллюстрирующим характер расслоенности анортозитов, может служить небольшой разрез южной части Центрального массива (рис. 3). В анортозитах часто встречаются жилы протерозойских гранитов и пегматитов и дайки мезозойских базальтоидов небольшой мощности.

Восточный массив расположен на левом берегу р. Болдоно. Его площадь около 120 км^2. В плане это удлиненное линзообразное тело, центральная часть которого сложена анортозитами, а краевая — иотунита-

Рис. 2. Характер расслоенности анортозитового комплекса Центрального массива

ми. Присутствие иотунитов (метагабброидов по А. Н. Вишневскому и др., [1974]) является характерной особенностью Восточного массива. В других анортозитовых массивах Анабарского щита такие породы распространены весьма ограниченно. Контакты анортозитов и иотунитов между собой и с вмещающими породами тектонические, в отдельных редких случаях отмечаются постепенные переходы от иотунитов к анортозитам. В целом для Восточного массива характерна интенсивная тектоническая переработка. Он разбит разломами субширотного и северо-западного простирания на большое количество мелких блоков, что сильно затрудняет установление его формы и строения. А. Н. Вишневский с соавторами [1974] на основании интерпретации результатов аэромагнитной съемки пришли к выводу, что анортозиты Восточного массива слагают пластинообразное тело, круто падающее в восточном направлении [1].

Так же как и в Центральном массиве, в Восточном наблюдаются элементы расслоенности. Наиболее отчетливо это видно на примере разреза, составленного на левом берегу р. Болдоно. Коренные обнажения анортозитов и других пород в этой части Анабарского щита встречаются очень редко, и большей частью картирование производится по развалам. В связи с этим хорошо обнаженные коренные выходы анортозитов на левом берегу р. Болдоно представляют особый интерес. Составленный здесь разрез по мощности представляет собой очень незначительную часть анортозитового массива, однако отчетливо показывает его слоистое строение.

Слоистость обусловлена чередованием нескольких типов пород: анортозитов, габбро-норито-анортозитов и пироксенитов (рис. 4). Преобладают анортозиты — массивные средне- и мелкозернистые породы

[1] По данным более поздних гравиметрических исследований, анортозитовые массивы Котуйканской группы представляют собой сравнительно пологозалегающие пластинообразные тела.

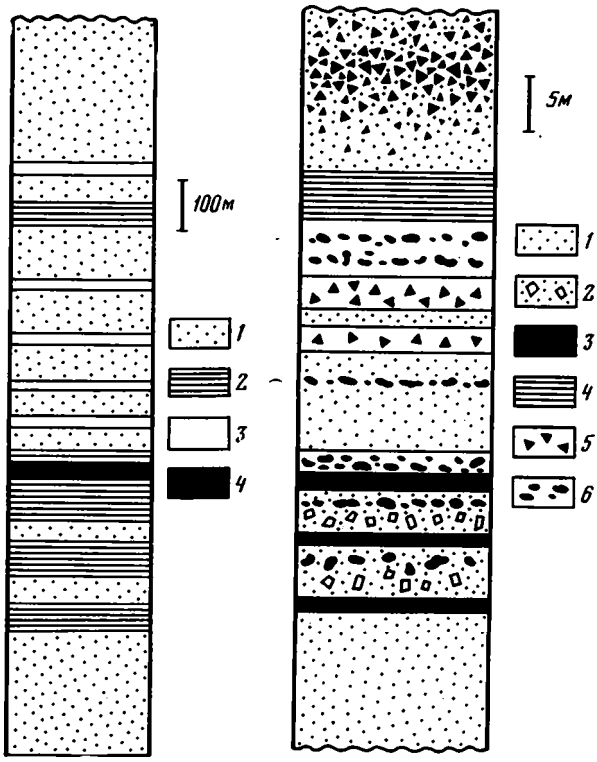


Рис. 3. Фрагмент разреза южной части Центрального массива

1 — габбро-норито-анортозиты массивные, крупнозернистые;
2 — габбро-анортозиты средне-мелкозернистые, с тонкими прослоями габбро, мощностью 1—30 см;
3 — анортозиты средне-мелкозернистые, массивные;
4 — габбро мелкозернистые, массивные.

Рис. 4. Строение верхней расслоенной части Восточного массива

1 — анортозиты средне-мелкозернистые, массивные;
2 — реликтовые кристаллы первичного плагиоклаза в мелкозернистой массе анортозита;
3 — габбро-нориты мелкозернистые;
4 — полосчатые габбро-норито-анортозиты (чередование слоев анортозитов и габбро-норитов мощностью в несколько сантиметров);
5 — массивные габбро-анортозиты;
6 — обособления пироксенитов

белого цвета, на фоне которых отчетливо выделяются черные и коричневые меланократовые породы (рис. 5). Особый интерес представляют пироксениты, которые образуют серию линзовидных тел размером 0,3×1 м и цепочкообразно расположены в анортозитах (рис. 6). Ранее высказывались предположения о том, что это ксенолиты вмещающих пород, однако вполне закономерное (ритмичное) расположение этих пород в разрезе, отсутствие аналогичных образований во вмещающих толщах и, самое главное, сходство составов слагающих пироксениты гиперстенов с составами гиперстенов из анортозитов позволяют считать, что пироксениты генетически связаны с анортозитами.

Кроме указанных особенностей пироксеновых пород, в пользу их генетической связи с анортозитами свидетельствует присутствие в тех и других обособлений титаномагнетита размером до 10 см, окруженных оторочками граната. Линзообразные тела пироксенов можно интерпретировать как будинированный слой ультраосновных пород в анортозитовом комплексе. Таким образом, будинированные пластообразные тела пироксенитов могут служить своеобразными маркерами при картировании анортозитов. В верхней части разреза расположен слой норито-анортозитов, в котором можно наблюдать образование пироксеновых прослоев при аккумуляции кристаллов пироксена (см. рис. 4). В нижней части разреза имеется несколько слоев габбро-норитов мощностью 0,3—1 м. Контакты этих пород с анортозитами резкие, однако никаких следов закалки как в анортозитах, так и в габбро-норитах не наблюдается. Изучение шлифов контактовых образцов показало, что в анортозитах возле контакта в узкой полосе, шириной в несколько миллиметров, происходит обогащение темноцветными минералами при движении к габбро-нориту; на удалении в несколько сан-

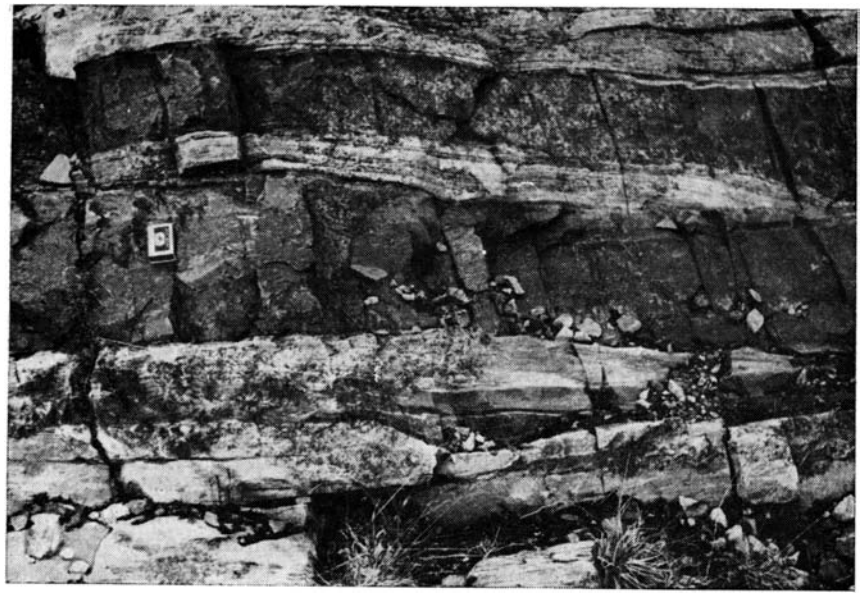


Рис 5. Характер расслоенности верхней части анортозитового комплекса Восточного массива

Рис. 6. Будины пироксенитов в анортозитах Восточного массива

тиметров от контакта в анортозите наблюдаются небольшие линзочки, размером 1×5 мм, сложенные теми же темноцветными минералами, что и в габбро-норитах. Однако в большинстве случаев постепенные переходы от одного типа пород к другому отсутствуют из-за того, что контакты осложнены тектоническими подвижками. При деформациях бо-

лее плотные меланократовые породы будинируются, а промежутки между будинами заполняются пластичным веществом анортозитов.

Иотуниты почти повсеместно обрамляют анортозиты Восточного массива в виде полосы шириной 5—10 км. Это более мелкозернистые, чем анортозиты, породы. Для них характерно повышенное по сравнению с анортозитами содержание темноцветных минералов и наличие антипертитового плагиоклаза и в соответствии с этим своеобразный химический состав, главной особенностью которого является повышенное содержание окиси калия, достигающее 2%. По сравнению с анортозитами эти породы характеризуются большей степенью измененности, что выражается в катаклазе и перекристаллизации. По своим минералогическим и петрохимическим особенностям эти породы соответствуют иотунитам по классификации Дж. Ходаля [Hødal, 1945]. А. Н. Вишневский и др. [1974] выделяют этот комплекс пород под названием метагабброидов, полагая, что они возникли при гранитизации меланократовой части анортозитового комплекса.

Северный массив, скорее всего, является продолжением Центрального, он расположен к северо-западу от последнего и обнажается на территории площадью около 200 км². Контакты анортозитов повсеместно тектонические, северное продолжение массива скрыто под верхнепротерозойскими отложениями. Так же как и в других массивах, здесь устанавливаются признаки существования краевой меланократовой фации. В целом по сравнению с другими массивами Северный характеризуется меньшим разнообразием пород и наибольшей тектонической переработкой краевых зон.

Значительно более мелкие анортозитовые массивы, расположенные в южных частях Котуйкан-Монхоолинской зоны, как правило, характеризуются отчетливо выраженным зональным строением, в них наблюдается центральное анортозитовое ядро и краевая меланократовая оторочка. В одних из них в больших количествах присутствуют ксенолиты двупироксеновых кристаллических сланцев, в других, сложенных крупнозернистыми анхимономинеральными анортозитами с лабрадором и битовнитом, встречаются крупные вкрапленники корунда. В южной части Котуйкан-Монхоолинской зоны наиболее широко распространены мангериты и амфиболовые метасоматиты.

Особенности тектонического строения Анабарского щита указывают на то, что в целом это сводовая структура; таким образом, двигаясь от ее краевых частей к центру вдоль зоны повторного метаморфизма и дробления, можно наблюдать наиболее глубокие горизонты архейского разреза. При этом устанавливается, что мангериты являются самым верхним членом разреза анортозитового комплекса. Характер изменения состава пород в ряду анортозит — габбро-анортозит — мангерит детально разобран Б. Г. Лутцем [1974а, б], по данным которого мангериты являются метасоматическим членом серии анортозит — мангерит.

Для выяснения геологического положения анабарских анортозитов весьма существенным представляется вопрос о том, происходило ли внедрение анортозитов в гранулитовые породы, или они внедрялись в уже амфиболизированные, диафторированные образования зон дробления. Никаких контактов магматического характера между анортозитами и амфиболитами автором не было обнаружено. Кроме того, почти всеми исследователями, занимавшимися анабарскими анортозитами, отмечается, что анортозиты не встречаются среди гранулитовых пород и повсеместно обрамлены зонами амфиболитов. В этом отношении представляют интерес находки анортозитов непосредственно в об-

разованиях верхнеанабарской серии на правом берегу р. Котуйкан вблизи устья р. Болдоно. Здесь в гранулитовой толще, представленной двупироксеновыми кристаллическими сланцами, согласно с ними залегает тело анортозитов, ширина которого не превышает 50 м, а длина 200 м. По петрографическим особенностям и химическому составу эти анортозиты полностью аналогичны анортозитам расположенного рядом Центрального массива. Детальное изучение контактов анортозитов и гранулитов невозможно из-за плохой обнаженности, однако можно предполагать, что это — пластообразное тело анортозитов, залегающее среди гранулитов.

Маганская группа. Эта группа анортозитовых массивов, так же как и Котуйканская, расположена в пределах мощной зоны дробления и повторного метаморфизма амфиболитовой фации, слагающие ее породы аналогичны образованиям Котуйкан-Монхоолинской зоны. В Маганскую группу входят три анортозитовых массива, расположенные в верховьях рек Маган и Чопко,— Маганский, Амбардахский и Коялахский, общая площадь которых около 350 км^2. Два первых массива пространственно сближены и, по-видимому, представляют собой части некогда единого массива. Коялахский массив по размерам значительно меньше всех остальных и представляет собой пластообразное тело длиной 14 и шириной 1 км, залегающее согласно с породами верхнеанабарской серии.

По составу слагающих массивы пород и взаимоотношениям с вмещающими породами анортозиты Маганской группы аналогичны таковым Котуйканской. Здесь также отчетливо выделяются краевые меланократовые зоны шириной в несколько сот метров, сложенные габбронорито-анортозитами. Пироксеновые разности наиболее широко распространены в Амбардахском массиве, местами отмечаются присутствие иризирующего плагиоклаза и ксенолиты пород верхнеанабарской серии.

Сильная тектоническая переработка анортозитовых массивов затрудняет выяснение их взаимоотношений с вмещающими породами и установление их возраста. Достоверные интрузивные контакты нигде не обнаружены. Косвенным доказательством внедрения анортозитов в гранулитовые породы является наличие пластообразных тел типа Котуйканского или Коялахского массива. Анортозиты Северного массива перекрываются верхнепротерозойскими отложениями, что дает верхнюю возрастную границу этих образований.

Результаты определения радиологического возраста анортозитовых пород Центрального и Восточного массивов, проведенного K-Ar методом, приведены в табл. 1. Значения абсолютного возраста находятся в интервале 1610—2010 млн. лет. В этот же интервал попадают полученные ранее значения 1730—1920 млн. лет по амфиболу для анортозитов и 2170 млн. лет для метагабброидов (иотунитов) по данным А. Н. Вишневского и др. [1974]. Возраст мусковитовых пегматитов, прорывающих анортозиты, составляет 1900—2100 млн. лет [Рабкин и др., 1968]. Все эти значения соответствуют известным возрастным данным для всех других образований зон повторного метаморфизма. Определения возраста по двум генерациям плагиоклаза (реликтовый — 1950±100 млн. лет, новообразованный при метаморфизме — 1860±100 млн. лет) дали примерно одинаковое значение. Таким образом, данные радиологического возраста дают только верхнюю возрастную границу анортозитов и ассоциирующих с ними пород. Основываясь на этих данных, геологических соотношениях, особенностях петрохимии анортозитов и ассоци-

Таблица 1

Радиологический возраст анортозитов Анабарского щита (K-Ar метод)

Номер пробы	Анализированное вещество	Содержание		$^{40}Ar_{рад}/^{40}Ar_{общ}$, %	Возраст, млн. лет
		калия, %	радиогенного аргона, нг/г		
4/11	Плагиоклаз реликтовый	0,37±0,02	90,0±1,8	48; 71	1950±100
4/11	Плагиоклаз новообразованный	0,36±0,02	77,4±1,6	36; 71	1800±100
11/12	То же	0,41±0,02	70,5±2,0	55; 74	1560±80
11/12	»	0,27±0,015	59,2±1,6	73; 74	1830±100
14/19	»	0,13±0,01	28,4±0,8	41; 58	1820±150
6/4	»	0,14±0,01	24,2±0,8	57; 68	1560±140

Примечание. Пробы 14/19, 11/12 — амфиболовые анортозиты (Центральный и Восточный массивы); пробы 4/11, 6/4 — пироксеновый анортозит с двумя генерациями плагиоклаза (Восточный массив). Отношения $^{40}Ar_{рад}/^{40}Ar_{общ}$ приведены для двух параллельных опытов. Определения выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР под руководством М. М. Аракелянц. Расчет возраста производился по единым константам: $\lambda_K = 0{,}581 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta = 4{,}962 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $^{40}K = 0{,}01167$ атомн. %.

ирующих с ними пород, а также на аналогии с другими районами развития анортозитов, можно предположить архейский возраст анабарской анортозитовой ассоциации [1].

Петрография анортозитовой ассоциации

Анортозиты. Эти породы составляют около 80% всех пород массивов Анабарского щита. Это белые или светло-серые породы, размер зерен которых варьирует в широких пределах — от 1—2 мм до 3—5 см. Содержание темноцветных минералов не превышает 10%. Преобладают разности с массивными текстурами, реже встречаются полосчатые анортозиты и габбро-анортозиты. Структуры большей частью гранобластовые, реже офитовые и субофитовые. Минеральный состав: плагиоклаз (90—100%), гиперстен, авгит, салит-авгит, амфибол (0—10%), в небольших количествах присутствуют апатит, титаномагнетит, сфен, гранат, биотит, корунд. В протолочках обнаружены единичные зерна циркона и сульфидов. Выделяются две основные разновидности анортозитов — пироксеновые и амфиболовые.

Пироксеновые анортозиты являются наименее измененными породами анортозитовой ассоциации и встречаются в центральных частях массивов, которые в меньшей степени затронуты амфиболитовым метаморфизмом. В большинстве случаев это крупнозернистые породы светло-серого цвета, с габбровыми и субофитовыми структурами. Основная масса породы сложена гипидиоморфными зернами плагиоклаза размером от 0,5 до 2 см, в интерстициях между которыми расположены редкие ксеноморфные кристаллы гиперстена, по размерам несколько меньшие, чем зерна плагиоклаза. Более мелкие зерна авгита развиты по периферии кристаллов ромбического пироксена. Зеленая роговая обманка является вторичным минералом и замещает пироксены обычно по краям. Описанный вид анортозитов представляет наи-

[1] Результаты термоизохронного радиологического датирования по цирконам показывают, что возраст нотунитов, ассоциирующих с анортозитами, составляет не менее 2,7 млрд. лет.

менее измененные разности, которые по валовому химическому составу и по составам породообразующих минералов отвечают первичным, наименее измененным в процессе амфиболитового метаморфизма разностям. Остальные разности анортозитов — амфибол-пироксеновые и амфиболовые — являются, по сути дела, метаморфическими породами.

Изменения состава и структурных особенностей в процессе метаморфизма хорошо заметны благодаря грануляции первичных крупных кристаллов плагиоклаза (рис. 7, 8). Интересно и то, что при этом происходит изменение минерала и замещение пироксенов амфиболом. В шлифах можно проследить все стадии превращения пироксеновых анортозитов в амфиболовые. Даже в наименее измененных разностях пироксеновых анортозитов, изученных на примере пород центральной части Восточного массива (верховья р. Болдоно), наблюдаются начальные стадии грануляции плагиоклаза. В этих породах таблитчатые светло-серые прозрачные кристаллы плагиоклаза An_{80} имеют размеры 1,5—3 см, по их краям наблюдаются скопления значительно более мелких округлых кристаллов плагиоклаза An_{86}, размером не более 1 мм.

Ксеноморфные кристаллы гиперстена и авгита, находящиеся в виде сростков между кристаллами плагиоклаза, также подвергаются грануляции, по их краям происходит обособление и отторжение мелких зерен, одновременно по краям темноцветных минералов развивается амфибол. На дальнейших стадиях процесса грануляции первичные светло-серые плагиоклазы сохраняются только как реликты в мелкозернистой массе новообразованного полупрозрачного белого плагиоклаза. Так образуются «очковые» анортозиты по терминологии М. И. Рабкина и Л. В. Климова [1959]. Параллельно с этим процессом в большинстве случаев идет интенсивное замещение пироксена амфиболом. Пироксены наиболее устойчивы к процессам грануляции, вследствие этого часто образуются разности анортозитов с более крупными, чем плагиоклаз, «порфировидными» выделениями гиперстена. Однако не всегда при грануляции происходит значительное замещение пироксена амфиболом и повышение основности плагиоклаза. В центральных частях Восточного и Центрального массивов обнаружены разности анортозитов с содержанием темноцветных минералов 2—5%, в которых состав новообразованного мелкозернистого плагиоклаза существенно не различается, а амфибол присутствует в очень незначительных количествах. Особый интерес эти породы представляют также в связи с тем, что в реликтовых кристаллах плагиоклаза наблюдаются мельчайшие включения различных минералов. Исследования с помощью микроанализатора позволили определить их состав. Минералами-узниками оказались часто тесно сросшиеся мельчайшие кристаллики титаномагнетита и моноклинного пироксена (см. табл. 4, анализы 24, 25).

Амфиболовые анортозиты распространены гораздо шире пироксеновых и связаны с последними постепенными переходами. Это повсеместно средне- и мелкозернистые разности, как правило белого цвета. Структуры пород имеют метаморфический характер. Преобладают разности с гранобластовыми структурами. Среди амфиболовых анортозитов также часто встречаются «очковые разности», хотя размеры «очков» в них в 2—3 раза меньше, чем в пироксеновых. Состав реликтового плагиоклаза, как правило, менее основной по сравнению с более мелкими плагиоклазами, разница составляет до 6% *An*. По краям крупных зерен часто наблюдаются тонкие каемки более основного плагиоклаза. Кристаллы с полисинтетическим двойникованием в амфиболовых анортозитах встречаются реже, чем в пироксеновых. В амфиболовых анортозитах часто встречается гранат альмандинового ряда и

Рис. 7. Реликты первичных крупных кристаллов плагиоклаза (указаны стрелками) в мелкозернистом анортозите Восточного массива, р. Болдоно

Рис. 8. Грануляция первичных крупных кристаллов плагиоклаза, ×15, ник.+

биотит. Расчет температур по биотит-гранатовому термометру [Перчук, 1970] указывает на возможность образования такой породы при температурах 700—725° С. Аналогичные температуры (650—700° С) установлены по амфибол-гранатовому и амфибол-плагиоклазовому геотермометрам [Вишневский и др., 1974].

В целом характерной особенностью анортозитов некоторых массивов Анабарского щита по сравнению с другими анортозитовыми ассоциациями (такими, как, например, Джугджурская, Каларская, Украинская) является повышенная основность слагающих их плагиоклазов. Так, для Баллагаханского и Монхоольского массивов средний состав плагиоклаза соответствует An_{65}, для Северного — An_{74} [Лутц, 1974а], а для Центрального и Восточного — An_{75} при колебаниях от An_{65} до An_{88}. Однако усреднение состава плагиоклаза не может дать представления о первичном содержании в нем анортитового минала, так как при метаморфизме основность плагиоклаза может меняться. Скорее всего, первичный плагиоклаз анабарских анортозитов отвечал лабрадору, но в процессе метаморфизма амфиболитовой фации он стал более основным.

Иризирующие разновидности плагиоклазов, типичные для многих анортозитовых ассоциаций, практически не встречаются в анортозитах Анабарского щита (за исключением нескольких мест в Маганской группе анортозитов). Своеобразной особенностью данной ассоциации является присутствие анортозитов с корундом, находки которых отмечались Б. Г. Лутцем [1974а] и другими исследователями в Центральном (верховья р. Левый Кириэтин) и в Монхоольском массивах. В первом случае корунд ассоциирует с энстатитом и плагиоклазом, во втором зеленовато-серый корунд находится в ассоциации с лабрадором (An_{65}). Среди цирконов, выделенных из анортозитов, имеются две разновидности: крупные (до 0,25 мм), изометричные, с розовой окраской и мелкие, удлиненные, прозрачные, с желтоватым оттенком (рис. 9). По данным Е. В. Бибиковой и А. Н. Белова с соавторами (доклады на Всесоюзном совещании «Акцессорные минералы метаморфических пород...», Москва, февраль 1982 г.), присутствие изометричного циркона

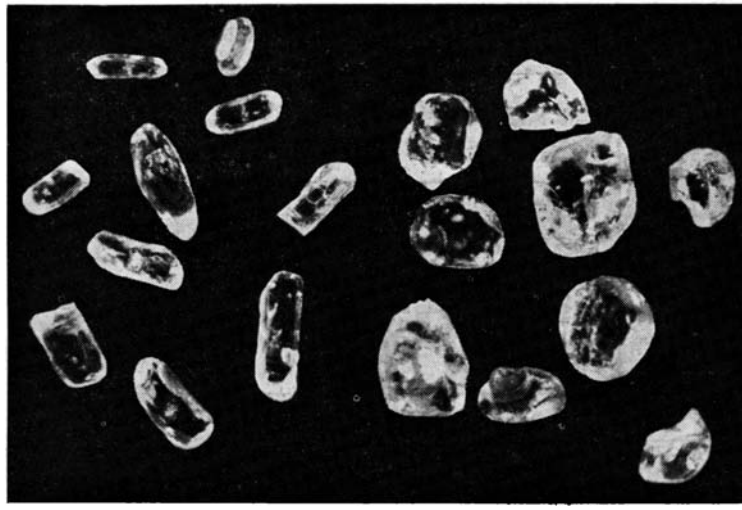


Рис. 9. Характерная форма цирконов из анортозитов

может указывать на то, что анортозиты были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Габбро-норито-анортозиты, габбро-анортозиты, габбро, нориты, пироксениты, иотуниты. Описанные выше особенности анортозитов характерны и для пород с более высоким содержанием темноцветных мине-

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) анортозитов и ассоциирующих с ними пород Центрального и Восточного массивов Анабарского щита

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	50,92	54,56	49,62	49,18	54,41	53,23	56,86	52,03	51,84	50,46	50,47	50,57	51,31
TiO_2	0,11	0,31	0,12	0,09	0,11	0,29	0,20	0,12	0,06	0,07	0,11	0,08	0,07
Al_2O_3	26,73	23,90	26,79	27,15	27,42	23,59	26,20	27,39	28,76	29,87	29,40	29,72	29,91
Fe_2O_3	0,36	0,61	0,28	0,51	0,34	0,70	0,54	0,60	0,13	0,58	0,16	0,20	0,01
FeO	2,42	2,96	2,88	2,69	0,67	3,86	0,76	1,53	1,17	0,81	1,39	1,17	0,90
MnO	0,04	0,06	0,06	0,04	0,02	0,06	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
MgO	3,53	2,75	3,57	3,83	0,85	3,16	0,47	1,66	0,80	0,57	0,77	0,37	0,61
CaO	13,03	8,67	13,06	13,14	10,35	9,54	8,77	12,21	11,65	12,80	13,29	13,53	13,26
Na_2O	2,29	4,98	3,15	2,93	4,98	4,31	4,42	3,87	4,09	3,87	3,45	3,46	3,35
K_2O	0,14	0,58	0,11	0,14	0,31	0,41	0,66	0,41	0,43	0,27	0,16	0,14	0,11
H_2O^-	0,10	0,06	0,12	0,10	0,05	0,09	0,10	0,09	0,06	0,08	0,06	0,17	0,10
H_2O^+	0,26	0,39	0,19	0,31	0,31	0,38	0,27	0,44	0,42	0,33	0,31	0,28	0,28
CO_2	0,20	0,16	0,09	0,02	0,11	0,16	0,33	0,15	0,22	0,16	0,11	0,18	0,14
SO_3	0,03	0,01	Следы	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,11	0,03	Следы	0,01	0,02
P_2O_5	Следы	0,01	»	0,02	0,02	0,07	0,05	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	Следы
Сумма	100,16	100,01	100,04	100,17	99,98	99,87	99,67	100,58	99,76	99,93	99,72	99,93	100,09
Ni	150	78	110	270	37	56	38	60	24	Не опр.	20	140	280
Co	18	33	26	39	6	29	8	22	9	9	18	21	17
Cu	50	3	30	30	7	10	50	5	70	7	7	10	10
Cr	220	150	86	62	50	260	26	74	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	17
V	54	64	28	Не опр.	Не опр.	64	Не опр.	13	»	»	»	»	Не опр.
Zn	Не опр.	50	Не опр.	»	»	50	»	Не опр.	»	»	»	»	»
Zr	7	5	5	5	5	7	7	7	7	7	5	7	5
Sr	100	300	300	100	500	500	1000	100	100	200	200	200	200
Ba	100	200	100	100	200	100	500	—	100	100	100	100	100

Таблица 2 (окончание)

Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	50,58	44,23	44,11	47,20	55,16	45,86	49,44	57,35	57,36	57,48	65,04	47,58	56,84
TiO_2	1,02	1,00	1,58	0,45	4,59	3,93	0,78	0,86	0,77	0,84	0,63	1,25	0,92
Al_2O_3	16,54	19,47	15,53	6,25	3,01	13,38	3,92	17,21	18,42	16,67	14,48	13,03	16,82
Fe_2O_3	2,10	3,22	4,18	7,63	4,22	5,20	2,24	2,33	2,81	2,97	2,19	1,94	2,28
FeO	6,21	7,64	10,29	10,86	10,83	9,71	18,97	4,35	3,20	4,59	3,41	11,06	4,90
MnO	0,19	0,17	0,15	0,25	0,17	0,17	0,27	0,15	0,10	0,15	0,09	0,18	0,09
MgO	7,84	6,92	8,26	14,06	6,33	5,93	2,58	4,51	3,21	4,19	2,32	9,53	4,24
CaO	10,69	10,86	11,89	10,76	9,44	9,79	2,30	7,33	6,21	6,44	4,71	10,64	7,09
Na_2O	2,10	1,90	1,41	0,96	2,72	2,82	0,20	4,46	4,75	3,86	3,36	1,98	4,77
K_2O	0,37	0,49	0,81	0,08	0,48	0,36	0,08	0,96	1,81	1,48	2,19	0,81	1,33
H_2O^-	0,00	0,00	0,07	0,06	0,11	0,06	0,12	0,00	Нет	0,04	0,15	0,08	0,12
H_2O^+	1,19	1,92	1,03	0,77	0,61	0,55	0,49	0,35	0,40	0,41	0,64	1,43	0,34
CO_2	Не опр.	0,10	0,11	Не опр.	0,33	0,33	0,46	Нет	0,20	Нет	0,24	0,16	0,07
SO_3	0,00	0,62	0,19	0,07	0,26	0,22	0,02	0,02	0,05	»	0,05	0,11	0,09
P_2O_5	0,02	0,00	0,15	0,00	1,72	1,44	0,04	0,27	0,33	0,24	0,20	0,09	0,32
Сумма	98,85	99,54	99,76	99,40	99,98	99,98	99,91	100,15	99,62	99,36	99,70	99,87	100,22
Ni	130	74	110	280	300	260	490	79	99	27	20	290	110
Co	40	59	64	100	54	60	140	35	28	34	20	80	35
Cu	5	30	100	20	100	100	30	50	50	80	30	70	100
Cr	140	119	250	136	280	250	760	85	200	33	260	540	140
V	143	137	420	246	230	250	230	92	200	117	130	430	200
Zn	80	80	70	200	70	100	200	—	50	80	50	50	70
Zr	100	50	30	80	50	100	7	200	200	200	300	50	100
Sr	200	200	Не опр.	200	Не опр.	Не опр.	Не опр.	800	800	500	300	Не опр.	500
Ba	100	100	»	100	»	»	»	1000	1000	2000	500	»	500

Примечание. 1—13 — анортозиты: 1 — обр. 3/1 — слабо измененный, пироксеновый, с крупными кристаллами гиперстена, 2 — обр. 11/6 — пироксеновый, 3 — обр. 15/1 — пироксен-амфиболовый, с двумя генерациями плагиоклаза, 4 — обр. 15/2 — пироксен-амфиболовый, 5 — обр. 16/11 — амфиболовый, с двумя генерациями плагиоклаза, 6 — обр. 4/11 — пироксеновый, с двумя генерациями плагиоклаза, 7 — обр. 6/1 — амфибол-пироксеновый, 8 — обр. 6/11 — амфиболовый, 9 — обр. 7/9 — амфиболовый, с гранатом, 10, 11 — амфиболовые (10 — обр. 14/19, 11 — обр. 16/4), 12 — обр. 16/5 — амфиболовый, с гранобластовой зубчатой структурой, 13 — обр. 16/8 — амфиболовый, с двумя генерациями плагиоклаза; 14—20 — габбро-анортозиты: 14—16 — амфиболовые (14 — обр. 3/7, 15 — обр. 16/14, 16 — обр. 16/15), 17 — обр. 14/7 — пироксенит амфиболизированный, 18 — обр. 6/2 — катаклазированный амфиболизированный меланократовый габбро-норит, 19 — обр. 6/8 — титаномагнетитовый габбро-норито-анортозит, 20 — обр. 6/4 — пироксенит (гиперстенит); 21—23 — котуниты: 21 — обр. 8/4, 22 — обр. 8/1, 23 — обр. 3/28; 24 — обр. 14/1 — метагаббро с биотитом и кварцем; 25, 26 — кристаллосланцы: 25 — обр. 2/6 — амфибол-гранатовый, 26 — обр. 2/10 — двупироксеновый. 1, 3—5, 10—17, 24 — Центральный массив: 1 — южная часть, 3, 4 — восточная часть р. Котуйкан, 5—западная часть, р. Котуйкан, 10, 17, 24 — р. Котуйкан, район высоты 531 м, 11—13 — западная часть, 14 — южная часть, верховья р. Адаардах-Болдоно, 15, 16 — западная часть, р. Котуйкан; 2, 6—8, 18—23 — Восточный массив: 2 — р. Котуйкан, 6, 25, 26 — устье р. Адаардах-Болдоно, 7, 8, 18—20 — левый берег р. Болдоно, 21, 22 — левый берег р. Котуйкан у устья р. Болдоно, 23 — среднее течение р. Адаардах-Болдоно; 9 — правый берег р. Котуйкан, в 3 км ниже по течению от устья р. Болдоно. Элементы-примеси в $n \cdot 10^{-4}$. Анализы выполнены в лабораториях ДВИМС Мингео СССР и ИГЕМ АН СССР.

ралов (до 65%) — габбро-норито-анортозитов и габбро-анортозитов, при этом под первым названием понимаются менее амфиболизированные разности с пироксенами, в габбро-анортозитах темноцветный минерал представлен амфиболом. Между лейкократовыми и более меланократовыми разностями существуют постепенные переходы.

Собственно габбро и нориты в анортозитовой ассоциации Анабарского щита встречаются редко и слагают слои или шлирообразные обособления небольшой мощности. Будинированные пироксениты Восточного массива были описаны выше. Под микроскопом обнаруживается полнокристаллическая структура этих пород, заметны проявления грануляции крупных зерен, местами гиперстен этих мономинеральных пород замещен амфиболом, участками наблюдаются скопления титаномагнетитовой пыли. Химические составы типичных представителей данного типа пород приведены в табл. 2.

Иотуниты имеют неравномерную пятнистую окраску, от серого до розовато-серого цвета, что обусловлено неравномерным распределением темноцветных минералов. Текстуры пород в большинстве случаев массивные, реже встречаются полосчатые разности. Минеральный состав: плагиоклаз (60—80%), пироксены, частично замещенные амфиболом (20—15%), биотит (5—10%), титаномагнетит (3—5%), кварц (5—10%), в небольших количествах присутствуют калиевый полевой шпат, апатит. Темноцветные минералы гиперстен и авгит образуют скопления размером до 3 мм. Эти сростки ксеноморфных кристаллов по краям обычно замещены амфиболом. Плагиоклаз в большинстве случаев гранулирован, почти повсеместно в нем наблюдаются антипертитовые вростки калиевого полевого шпата. Кварц в большинстве случаев имеет явно вторичное происхождение, хотя не исключено, что некоторая его часть могла входить в первичный парагенезис. Однако установить это трудно вследствие сильного динамометаморфизма этих пород. Биотит и амфибол являются вторичными минералами. Весь облик породы свидетельствует о ее метаморфизме, однако некоторые структурные особенности, такие, как реликты офитовых структур и их сходство со структурами слабо измененных анортозитов, свидетельствуют о первично-магматической природе этих образований. В некоторых случаях между анортозитами и иотунитами наблюдались постепенные переходы.

А. Н. Вишневский с соавторами [1974] предположили, что эти породы являются продуктом гранитизации габброидов, окружающих анортозиты Восточного массива, однако не ясно, почему в этом случае анортозиты изменены гораздо меньше этих пород (имеется в виду широкое развитие антипертитового плагиоклаза и кварца), которые практически отсутствуют в анортозитах. Вероятно, и первичный состав данных пород отличался от габброидного повышенным содержанием SiO_2 и K_2O, что и сделало возможным образование при метаморфизме кварца, антипертитового плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Как уже указывалось, эти породы, по классификации Дж. Ходаля [Hødal, 1945], соответствуют типичным иотунитам и, по-видимому, должны фигурировать под этим названием как характерная составная часть анабарской анортозитовой ассоциации. Иотуниты часто имеют полосчатое строение и по внешнему виду сходны с двупироксеновыми сланцами верхнеанабарской серии, что подтверждается и особенностями валового химического состава пород и составов породообразующих минералов (табл. 2).

Пироксены из анортозитов и двупироксеновых кристаллических сланцев исследовались В. Е. Сонюшкиным с применением электронного микроскопа. При этом в них были установлены тонкие структуры

распада твердых растворов. Морфометрический анализ ламелей показал, что они в значительной степени варьируют по размерам даже в пределах одного образца. Наиболее крупный размер характерен для ламелей, располагающихся вдоль ослабленных зон в кристаллах (скопления дислокаций, границы блоков или зерен). Укрупнение ламелей в этом случае связано со стремлением к минимуму свободной энергии, что создает тенденцию к росту более крупных выделений за счет более мелких, а движущей силой этого процесса является уменьшение общей поверхности раздела.

Вполне понятно, что дефекты кристаллического строения, и в первую очередь границы зерен, существенно влияют на кинетику укрупнения ламелей распада, так как по ослабленным зонам кристалла существенно увеличена скорость диффузии. Однако в пределах участков кристаллов, характеризующихся одинаковой степенью дефектности при одинаковых термодинамических условиях, размер ламелей также должен быть одинаковым. Проведенный морфометрический анализ ламелей распада с учетом расположения ламелей по границам зерен и вдали от них показал, что ширина ламелей в участках с одинаковой плотностью дефектов одинакова для пироксенов анортозитов и вмещающих кристаллических сланцев. Наряду со сходством состава породообразующих минералов, по которым устанавливаются близкие температуры образования анортозитов и гранулитов, это может служить подтверждением того, что термодинамические условия метаморфизма структур распада пироксенов в анортозитах и кристаллических сланцах были сходны, т. е. либо анортозитовый массив, так же как и вмещающие породы, испытал метаморфизм гранулитовой фации, либо кристаллизация анортозитов проходила в условиях, близких к условиям гранулитового метаморфизма.

Некоторые особенности петрохимии и геохимии анортозитовой ассоциации

Особенности химического состава пород и минералов анабарской анортозитовой ассоциации иллюстрируют анализы, приведенные в табл. 2—4. Эти материалы в сочетании с опубликованными данными позволяют наметить общие закономерности изменения химического состава пород и минералов анортозитов Анабарского щита и сравнить эти образования с породами других анортозитовых ассоциаций.

Одним из распространенных способов является использование диаграммы *AFM*. На рис. 10 хорошо видно, что тренд изменения химического состава пород анабарской анортозитовой ассоциации почти целиком расположен в поле известково-щелочной серии, однако имеются составы (фигуративные точки, расположенные в правой верхней части диаграммы), находящиеся в области пород толеитовой серии. Это породы из обогащенных темноцветными минералами прослоев в анортозитах. На диаграмме *AFM* соответствующие составам этих пород фигуративные точки находятся в поле базальтов срединно-океанических хребтов и попадают на продолжение тренда Скергаардской интрузии. Ряд точек, соответствующих составам амфиболовых анортозитов и габбро-анортозитов, расположенных в левой части диаграммы, также тяготеют к толеитовому полю составов, однако химизм этих пород отвечает первичному составу лишь до некоторой степени, поскольку эти породы подверглись сильной метасоматической переработке в процессе метаморфизма в пределах Котуйкан-Монхоолинской зоны. На диаграмму *AFM* вынесены составы ассоциирующих с анортозитами иотунитов, мангеритов и метасоматитов. Составы иотунитов занимают узкое поле, которое

Таблица 3

Нормативный состав (в %) анортозитов и ассоциирующих с ними пород Центрального и Восточного массивов Анабарского щита, рассчитанный по системе *CIPW*

Нормативный минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Q	2,6	—	—	—	0,5	—	9,1	—	—	—	—	—
Or	0,8	3,5	0,7	0,8	1,8	2,4	3,9	2,4	2,6	1,6	0,9	0,8
Pl	82,0	83,8	85,1	85,6	93,8	80,9	81,4	89,0	93,4	94,3	94,2	95,1
Ne	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	1,3	—	—
Di — He	1,9	1,5	5,0	3,1	—	2,5	—	3,5	—	0,1	1,3	1,6
Hyp — Er	11,9	7,2	—	0,5	2,9	11,0	1,8	2,1	1,5	—	1,6	1,9
Ol	—	2,6	8,3	8,5	—	1,4	—	1,8	1,8	1,7	1,5	0,2
Il	0,2	0,6	0,2	0,2	0,2	0,6	0,4	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2
Mt	0,5	0,9	0,4	0,7	0,5	1,0	0,8	0,9	0,2	0,8	0,2	0,3
Ap	—	0,1	—	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	—	0,1	0,1	0,1
Cor	—	—	—	—	0,1	—	2,4	—	0,4	—	—	—
Номер$_{Pl}$	75,2	47,9	67,9	69,7	53,4	53,1	52,1	61,8	61,2	66,3	67,5	67,7

Примечание. Пояснение 1—26 см. в Примечании к табл. 2. Анализ 18 не рассчитан на нормативные минералы, так как анализированная порода является мономинеральным гиперстенитом.

Таблица 4

Химический состав (в вес. %) сосуществующих минералов из анортозитов Анабарского щита и вмещающих метаморфических пород

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	54,20	55,10	60,50	0,56	54,30	55,70	62,20	53,60	53,30
TiO_2	0,09	0,20	0,02	35,03	0,07	0,15	Нет	0,06	0,16
Al_2O_3	1,69	2,69	25,40	0,32	1,15	2,01	24,80	1,16	2,00
FeO	21,40	8,22	0,06	64,36	21,70	7,15	Нет	22,80	9,09
MgO	22,80	13,10	0,04	0,61	22,30	13,80	0,02	21,50	13,40
CaO	0,57	19,70	6,30	0,08	0,50	20,80	6,17	0,69	21,20
Na_2O	0,04	0,97	8,10	0,16	0,06	0,75	7,28	0,04	0,65
K_2O	0,02	Нет	0,48	0,48	0,04	Нет	0,01	0,45	0,01
Сумма	100,81	99,98	100,90	101,04	100,08	97,38	100,92	99,86	99,81
Si	1,98	2,00	2,67	0,02	2,00	2,00	2,73	1,99	1,98
Ti	Нет	0,01	Нет	0,72	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Al	0,07	0,12	1,32	0,01	0,05	0,09	1,28	0,05	0,09
Fe	0,65	0,25	Нет	1,48	0,67	0,22	Нет	0,71	0,28
Mg	1,24	0,72	»	0,02	1,23	0,77	»	1,19	0,74
Ca	0,02	0,77	0,30	Нет	0,02	0,83	0,29	0,03	0,84
Na	Нет	0,07	6,89	0,01	Нет	0,05	0,62	Нет	0,05
K	»	0,07	0,03	Нет	»	Нет	0,03	»	Нет
En	64,7	41,1	—	—	64,1	42,2	—	61,8	39,7
Fs	34,1	14,4	—	—	34,9	12,2	—	36,7	15,1
Wo	1,2	44,5	—	—	1,0	45,6	—	1,5	45,2
An	—	—	45,3	—	—	—	47,4	—	—
Or	—	—	2,0	—	—	—	2,1	—	—
Fe/Fe+Mg	34,5	26,0	—	—	35,3	22,4	—	37,2	27,5

Примечание. 1—4 — обр. 2/10, двупироксеновый кристаллический сланец: 1 — ортопироксен, 2 — клинопироксен, 3 — плагиоклаз, 4 — титаномагнетит; 5—7 — обр. 8/1, нотунит: 5 — ортопироксен, 6 — клинопироксен, 7 — плагиоклаз; 8—10 — обр. 3/28, нотунит: 8 — ортопироксен, 9 — клинопироксен, 10 — плагиоклаз; 11—13 — обр. 4/2, анортозит Восточного массива: 11 — ортопироксен, 12 — клинопироксен, 13 — амфибол; 14—18 — обр. 3/1, анортозит: 14 — ортопироксен, 15 — клинопироксен, 16 — амфибол, 17, 18 — плагиоклазы (17 — реликтовый, 18 — новообразованный); 19—25 — обр. 4/11, анортозит: 19, 20 — ортопироксены, 21 — амфибол, 22, 23 — плагиоклазы (22 — реликтовый, 23 — новообразованный), 24 — клинопироксен, 25 — титаномагнетит; 26—28 — обр. 16/3, анортозит амфибо-

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
1,4	2,4	—	—	0,2	—	2,6	—	6,1	5,7	9,3	23,7	—	3,5
0,7	2,2	3,0	4,9	0,5	—	2,2	0,5	5,7	10,8	8,8	13,2	4,9	7,9
94,5	53,8	61,1	46,4	20,9	—	47,3	11,4	62,0	64,5	57,1	47,1	41,8	61,2
—	—	—	—	—	—	—	1,4	—	—	—	—	—	—
—	15,1	13,1	20,2	32,8	—	13,4	77,0	8,5	4,0	5,4	3,4	23,3	10,2
3,1	21,3	0,6	4,7	33,3	—	15,9	4,9	12,1	8,6	12,9	7,8	9,4	11,4
—	—	15,4	14,4	—	—	—	1,5	—	—	—	—	15,1	—
0,1	2,0	2,0	3,1	0,8	—	7,6	3,3	1,6	1,5	1,6	1,2	2,4	1,8
—	3,1	4,8	6,2	11,2	—	7,7	0,1	3,4	4,1	4,4	3,2	2,4	3,3
—	0,1	—	0,3	0,2	—	3,5	—	0,6	0,8	0,6	0,5	0,2	0,8
0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
68,6	64,8	71,7	72,7	59,2	—	47,4	84,2	37,6	35,6	40,7	37,3	57,7	32,5

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
61,80	53,80	53,70	46,90	52,40	51,00	44,50	50,34	49,40	52,90
0,02	0,06	0,17	2,06	1,82	0,43	1,86	0,00	0,00	0,09
24,60	0,62	1,83	9,90	0,08	3,63	10,60	29,60	30,80	2,12
0,15	22,80	8,73	12,95	18,80	6,88	10,50	0,12	0,12	23,50
0,09	22,00	13,50	13,10	25,60	13,90	15,50	0,09	0,09	21,30
6,88	0,57	21,50	11,10	0,45	24,00	12,30	14,80	15,90	0,63
7,70	0,08	0,52	1,84	Нет	0,56	1,10	3,86	2,68	0,06
0,40	0,01	0,01	1,49	0,01	Нет	1,01	0,20	0,13	0,02
101,64	99,94	99,96	99,34	99,16	100,40	97,37	99,01	99,12	100,62
2,71	2,00	1,99	7,06	1,94	1,89	6,81	2,33	2,28	1,96
Нет	Нет	Нет	0,23	0,05	0,01	0,21	Нет	Нет	Нет
1,27	0,03	0,08	1,76	Нет	0,16	1,91	1,61	1,68	0,09
0,01	0,71	0,27	1,63	0,58	0,21	1,34	Нет	Нет	0,73
0,01	1,22	0,75	2,94	1,41	0,77	3,47	0,01	0,01	1,18
0,32	0,02	0,85	1,79	0,02	0,95	2,02	0,73	0,79	0,03
0,65	0,01	0,04	0,54	Нет	0,04	0,33	0,35	0,24	Нет
0,02	Нет	Нет	0,29	»	Нет	0,20	0,01	0,01	»
—	62,5	39,8	—	70,2	39,6	—	—	—	61,0
—	36,4	14,5	—	28,9	11,1	—	—	—	37,7
—	11,1	45,7	—	0,9	49,3	—	—	86,5	1,3
48,6	—	—	—	—	—	—	80,4	0,3	—
1,9	—	—	—	—	—	—	0,6	—	—
—	36,5	26,5	35,7	29,2	21,8	27,5	—	—	32,8

ловый Центрального массива: 26 — амфибол, 27, 28 — плагиоклазы (27 — новообразованный, 28 — реликтовый); 29—31 — обр. 16/18, амфиболовый анортозит с биотитом и гранатом: 29 — биотит, 30 — гранат, 31 — плагиоклаз; 32—34 — обр. 3/6, амфибол-пироксеновый анортозит: 32 — ортопироксен, 33 — амфибол, 34 — плагиоклаз; 35—37 — обр. 3/16, амфибол-пироксеновый анортозит: 35 — ортопироксен, 36 — клинопироксен, 37 — амфибол.

Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе *MS-46 «Cameca»*, аналитик Е. Е. Абрамова; все породы, за исключением образцов 4/2, 16/3, 16/8, проанализированы химически, анализы приведены в табл. 1. Расчет формульных количеств по кислороду.

Таблица 4 (окончание)

Компонент	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO_2	52,82	46,20	54,80	53,80	53,20	5,51	42,60	49,41	51,10
TiO_2	0,09	1,88	0,00	0,04	0,16	21,18	1,05	Нет	Нет
Al_2O_3	1,98	11,00	27,40	29,10	2,82	1,68	12,30	31,20	30,50
FeO	21,60	12,90	0,26	0,50	11,66	69,59	17,20	0,15	0,10
MgO	23,30	13,00	0,03	0,12	10,48	0,22	11,40	0,11	0,07
CaO	0,57	11,40	11,80	11,00	20,95	0,92	12,20	15,30	14,10
Na_2O	0,04	1,28	4,94	4,88	0,69	0,82	1,00	3,52	3,81
K_2O	0,04	1,24	0,37	0,25	0,01	0,03	0,85	0,28	0,13
Сумма	100,42	98,90	99,60	99,69	99,97	99,95	98,60	98,97	99,81
Si	1,95	6,97	2,49	2,44	1,99	0,16	6,62	2,27	2,33
Ti	Нет	0,21	Нет	Нет	Нет	0,49	0,12	Нет	Нет
Al	0,09	0,96	1,47	1,56	0,12	0,06	2,25	1,69	1,64
Fe	0,67	1,63	0,01	0,02	0,37	1,67	2,23	0,01	Нет
Mg	1,28	2,92	Нет	0,01	0,59	0,01	2,64	0,01	0,00
Ca	0,02	1,84	0,57	0,53	0,84	0,04	2,03	0,75	0,69
Na	Нет	0,37	0,44	0,43	0,05	0,05	0,30	0,31	0,34
K	»	0,24	0,02	0,01	Нет	Нет	0,17	0,02	0,01
En	65,1	—	—	—	32,6	—	—	—	—
Fs	33,8	—	—	—	20,4	—	—	—	—
Wo	1,1	—	—	—	47,0	—	—	—	—
An	—	—	71,6	70,7	—	—	—	82,1	80,1
Or	—	—	1,3	1,0	—	—	—	0,8	0,3
Fe/(Fe+Mg)	34,2	35,7	—	—	38,4	—	45,8	—	—

совпадает с участком анортозитового тренда, что связано с повышенным содержанием щелочей в породах и с пониженным — железа и магния. Точки, отражающие составы вмещающих анортозиты гранулитовых пород, попадают на тренд анортозитовой серии и находятся в поле иотунитов.

В целом тренд анабарской анортозитовой ассоциации совпадает с трендом каларской ассоциации, которая, как и анабарская, относится к типу анортозитовых ассоциаций ранних этапов развития Земли [Богатиков, 1975]. Тренды этих ассоциаций располагаются ниже тренда анортозитовых ассоциаций субплатформенного типа, что связано с повышенной железистостью пород и минералов более молодых ассоциаций.

Пересчет химических анализов на нормативный состав (см. табл. 3) показывает, что лишь в немногих из них присутствует нормативный кварц (за исключением некоторых метасоматитов); количество нормативного плагиоклаза составляет 80—95% для анортозитов и 46—47% для габбро-анортозитов; количество темноцветных минералов колеблется от 1,5 до 13 и от 5 до 29% соответственно; оливин, магнетит, корунд, апатит присутствуют в незначительных количествах. Содержание анортита в нормативном плагиоклазе на несколько процентов отличается от содержания анортита в модальном плагиоклазе, что связано с присутствием нескольких генераций плагиоклаза, но в целом выше, чем в породах каларской и джугджурской анортозитовых ассоциаций.

В целях выявления магматической природы анабарских анортозитов построены диаграммы с использованием коэффициентов П. Ниггли. Аналогичные диаграммы ранее были успешно использованы при выявлении магматического характера глубоко метаморфизованных анортозитовых пород [Ramakrishnan et al., 1978]. Диаграмма *c—mg* (рис. 11, *а*) показывает четкий тренд магматической дифференциации, аналогично диаграмма *c—(al—alk)* демонстрирует изменение составов анабарских анортозитов и ассоциирующих с ними пород параллельно

29	30	31	32	33	34	35	36	37
37,15	40,08	56,69	52,80	46,10	50,50	51,19	52,80	43,00
4,07	0,04	Нет	0,04	0,89	Нет	0,09	0,25	1,91
15,11	21,74	27,81	2,04	10,60	30,80	1,28	2,59	11,78
19,91	27,15	0,10	20,10	12,40	0,40	28,80	11,60	18,00
12,33	7,36	0,05	24,70	14,90	0,12	19,20	12,33	9,99
0,13	5,02	9,38	0,24	10,30	14,40	0,59	20,50	10,60
0,08	0,20	5,77	0,04	1,61	3,37	0,02	0,63	1,94
9,49	0,01	0,31	Нет	0,54	0,04	0,01	Нет	1,17
98,27	101,60	100,12	99,96	97,34	99,63	101,18	100,70	98,39
6,00	3,00	2,54	1,94	7,01	2,31	1,94	1,97	6,72
0,50	Нет	Нет	Нет	0,10	Нет	Нет	0,01	0,22
2,88	1,95	1,47	0,09	1,90	1,66	0,06	0,11	2,17
2,70	1,72	Нет	0,62	1,58	0,02	0,91	0,36	2,35
2,98	0,83	»	1,35	3,38	0,01	1,09	0,68	2,33
0,02	0,41	0,43	0,01	1,68	0,71	0,02	0,82	1,77
0,02	0,03	0,28	Нет	0,47	0,30	Нет	0,05	0,59
1,96	Нет	0,02	»	0,10	Нет	»	Нет	0,23
—	—	—	68,4	—	—	53,7	36,7	—
—	—	—	31,2	—	—	45,2	19,3	—
—	—	—	0,4	—	—	1,1	44,0	—
—	—	63,4	—	—	82,5	—	—	—
—	—	1,1	—	—	0,00	—	—	—
47,5	67,4	—	31,3	31,7	—	45,6	34,4	50,3

тренду альбит — анортит, что связано с уменьшением содержания анортита в плагиоклазе в ходе магматической дифференциации (рис. 11, *б*). Обе диаграммы могут быть объединены в одну треугольную (рис. 12). В общем виде на этой диаграмме тренд единой дифференцированной магматической серии должен быть направлен почти вертикально от вершины треугольника к его основанию, что и наблюдается для случая анабарских анортозитов. Однако на всех трех диаграммах выделяются точки, не лежащие на общих закономерных трендах, во всех случаях это метасоматически измененные разности. Для сравнения на рассмотренные диаграммы нанесены тренды двух анортозитовых ассоциаций, для которых имеются аналогичные данные: анортозитов Каларского массива (материалы автора) и анортозитов Восточных Гат Индийской платформы [Ramakrishnan et al., 1978]. На обобщающей тройной диаграмме тренды трех данных ассоциаций занимают несколько различное положение, что может свидетельствовать о некоторых различиях либо в составе исходных расплавов, либо в условиях метаморфизма.

Особенности химического состава пироксенов анабарских анортозитов (см. табл. 4) хорошо видны на диаграмме Mg—Ca—Fe (рис. 13). В целом точки, отвечающие составам анабарских моноклинных пироксенов, занимают область вблизи левой, магнезиальной части пироксенового тренда Скергаардской и Бушвельдской расслоенных интрузий, но несколько смещены в кальциевую область. Характерно, что как в анабарской, так и в других аналогичных анортозитовых ассоциациях (Каларский, Джугджурский массивы) отсутствуют (или присутствуют в очень ограниченных количествах) железистые разности моноклинных пироксенов правой части пироксенового тренда расслоенных интрузий. Пироксены иотунитов и вмещающих анортозиты двупироксеновых кристаллических сланцев попадают в поле составов пироксенов из анортозитов. Для некоторых разностей были определены составы сосущест-

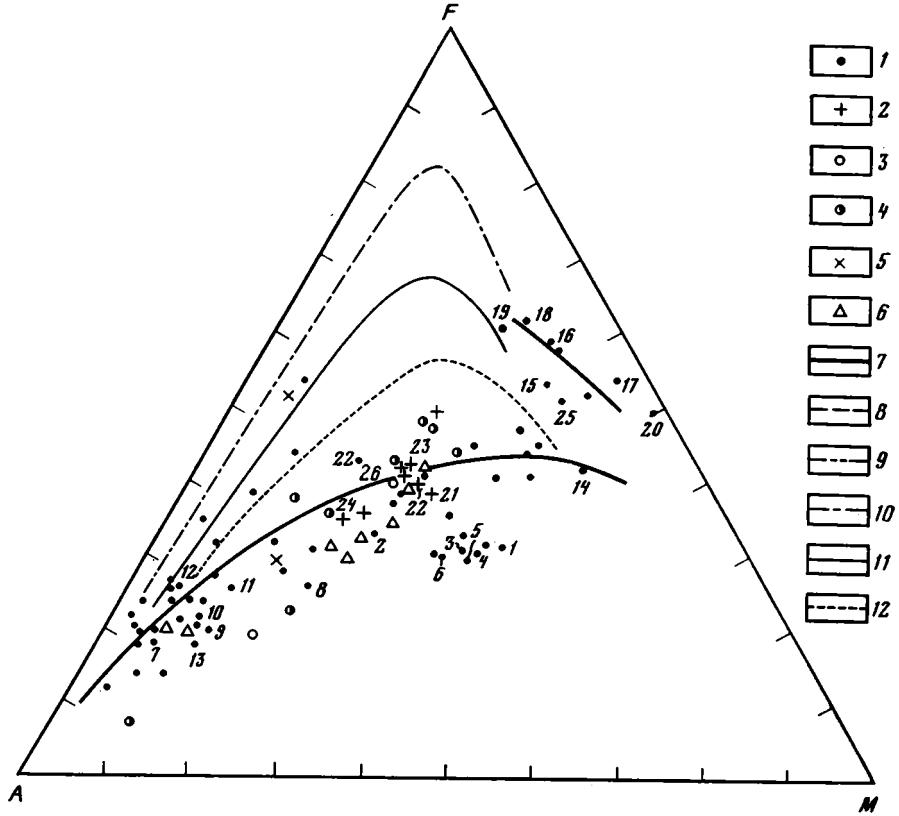


Рис. 10. Диаграмма *AFM* составов анортозитов Анабарского щита

Условные обозначения к рис. 10—12

1 — анортозиты и габбро-анортозиты; *2* — нотуниты; *3* — двупироксеновые кристаллические сланцы, вмещающие анортозиты; *4* — эндербиты метаморфических толщ; *5* — чарнокиты метаморфических толщ; *6* — мангериты, амфиболовые метасоматиты, ассоциирующие с анортозитами; *7—11* — тренды эволюции химического состава пород: *7* — анабарской, *8* — каларской, *9* — индийской анортозитовых ассоциаций, *10* — Скергаардской интрузии по Л. Уэйджеру и Р. Брауну [1970], *11* — субплатформенных анортозитовых серий (обобщено); *12* — линия раздела толеитовой (выше линии) и известково-щелочной (ниже линии) серий [Irvin, Baragar, 1971]

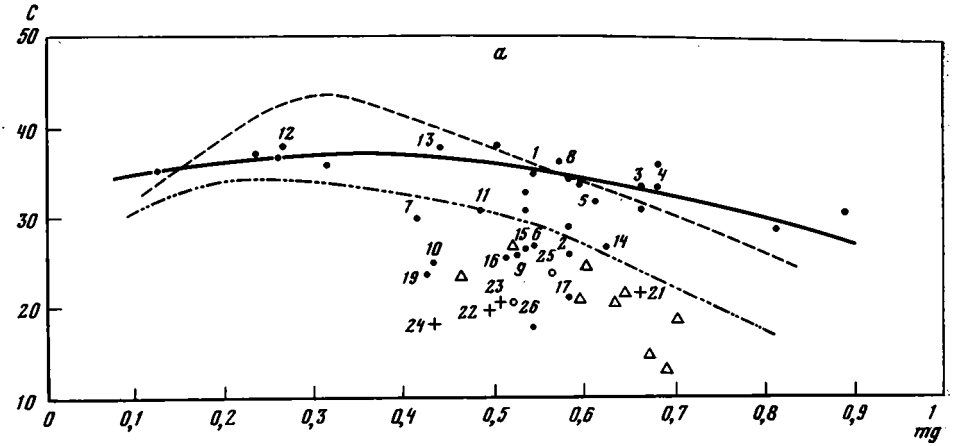
Точки с номерами соответствуют анализам табл. 2; точки без номеров — составам пород по данным Б. Г. Лутца [1974а, б] и А. Н. Вишневского и др. [1974]

вующих клино- и ортопироксенов, что позволило установить субсолидусную температуру пород по двупироксеновому термометру М. Росса и Д. Хьюбнера [Ross, Huebner, 1975] в 900—1900° С. Аналогичные температуры были получены и для анортозитов Каларского массива.

Содержания микроэлементов в анабарских анортозитах приведены в табл. 2. Установлено, что содержания Ni и Co положительно коррелируются с коэффициентом *mg* по П. Ниггли, что еще раз свидетельствует о магматическом происхождении этих пород [Leake, 1969].

Содержания редкоземельных элементов в анортозитах Анабарского щита приведены в табл. 5. Нормализованные по хондритовым, они проявляют отчетливый европиевый максимум, что указывает на кумулятивную природу анортозитов.

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для анабарских анортозитов составляет в среднем 0,704, что хорошо согласуется с данными по другим анортозитовым



массивам, таким, например, как Джугджурский, и может свидетельствовать о глубинном (верхняя мантия — нижние части коры) происхождении этих пород.

Данные по геологии, петрографии, петрохимии и геохимии анабарской анортозитовой ассоциации свидетельствуют о большом сходстве с другими анортозитовыми ассоциациями ранних этапов развития Земли, широко распространенными в пределах древних щитов. Главные особенности их заключаются в приуроченности к наиболее древним глубоко метаморфизованным комплексам, в наличии краевых меланократовых фаций и центрального лейкократового ядра в анортозитовых массивах и их постоянной приуроченности к зонам глубинных разломов. К особенностям анортозитов Анабарского щита относится специфика их метаморфизма, следствием которого явилось широкое развитие амфибола и появление более основного, чем первичный, плагиоклаза при грануляции. Кроме того, спецификой анабарской анортозитовой ассоциации является наличие узких дайкообразных тел среди вмещающих гранулитов и наличие иотунитового комплекса, заменяющего в данном случае чарнокитовый.

Хотя анортозиты Анабарского щита и претерпели интенсивный метаморфизм амфиболитовой фации, а их контакты осложнены тектоническими разломами, сопровождающи-

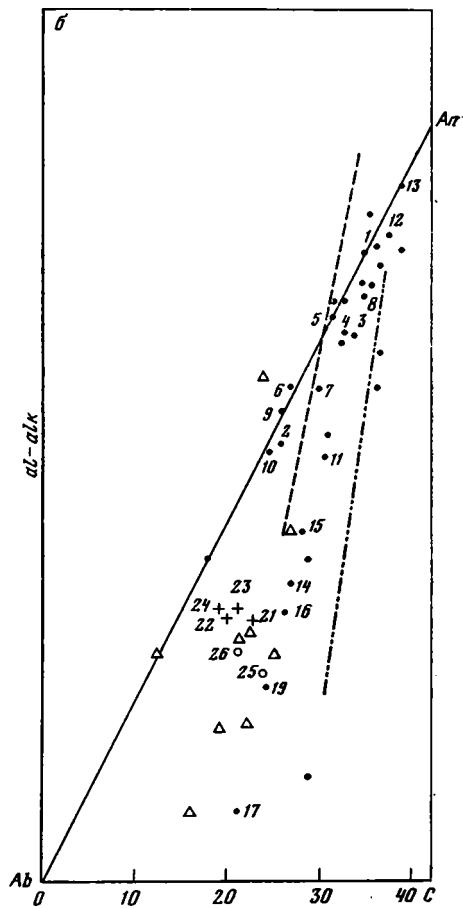


Рис. 11. Составы пород анортозитовой ассоциации Анабарского щита в координатах: *а* — *C—mg*, *б* — *C—(al—alk)* коэффициентов по П. Ниггли

Условные обозначения см. на рис. 10

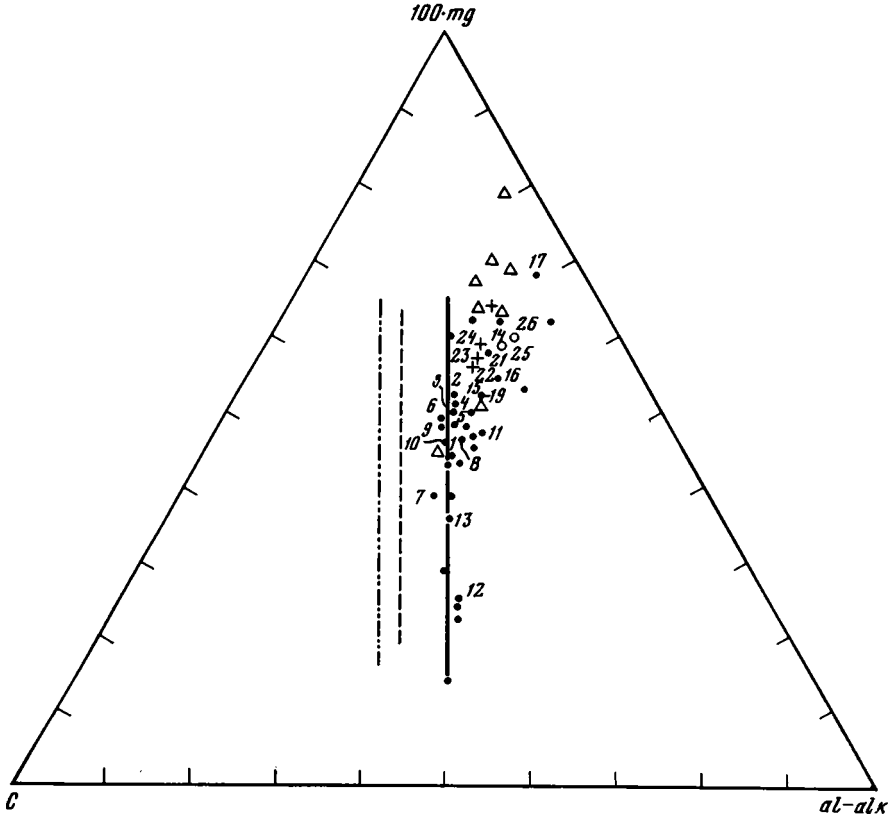


Рис. 12. Диаграмма C — 100·mg—(al—alk) составов пород анортозитовой ассоциации Анабарского щита

Условные обозначения см. на рис. 10

мися мощным проявлением диафтореза, удается найти признаки, свидетельствующие о их связи с гранулитовым комплексом Анабарского щита. Не касаясь вопроса о составе исходного расплава, дифференциация которого могла дать значительные массы высокоглиноземистых пород, укажем на то, что этот процесс, несомненно, должен проходить в условиях термостатированной обстановки, сохраняющейся продолжительное время, а именно такие условия создает региональный метамор-

Таблица 5

Содержание редкоземельных элементов (в г/т) в анортозитах Анабарского щита

Номер образца	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
7816-3	3,3	10	0,21	0,45	0,1	0,2	0,032
784-12	1,7	10	0,28	0,62	0,27	0,26	0,039

Примечание. Анортозиты массивов: обр. 7816-3 — Центрального, р. Котуйкан; обр. 784-12 — Восточного, р. Котуйкан.
Анализы выполнены в лаборатории ИМГРЭ.

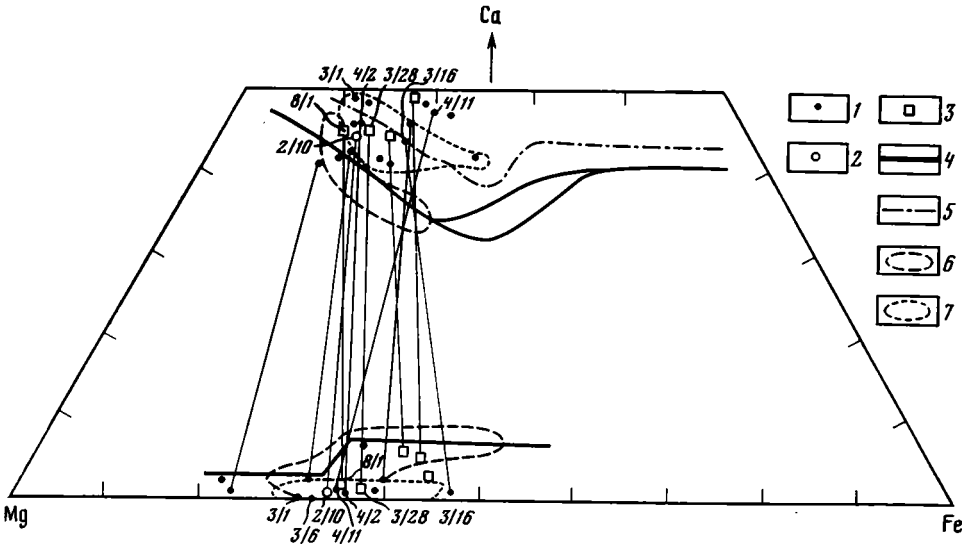


Рис. 13. Диаграмма Mg—Ca—Fe пироксенов пород анортозитовой ассоциации Анабарского щита

1 — анортозиты; *2* — иотуниты; *3* — двупироксеновые кристаллические сланцы верхнеанабарской серии; *4, 5* — тренды эволюции химического состава пироксенов: *4* — расслоенных интрузий [Уэйджер, Браун, 1970], *5* — Джугджурского анортозитового массива [Богданова, 1979]; *6, 7* — поля составов пироксенов анортозитовых массивов: *6* — Джугджурского [Ленников, 1979], *7* — Каларского (по данным автора)

Точки с номерами соответствуют анализам табл. 4; точки без номеров — составам пироксенов по данным Б. Г. Лутца [1974а, б] и А. Н. Вишневского и др. [1974]

физм высоких температур и давлений, поэтому анортозиты Анабарского щита необходимо рассматривать совместно с комплексом гранулитов.

Обобщение данных по анортозитам Анабарского щита позволяет сравнить их с другими анортозитовыми ассоциациями, среди которых можно выделить три: анортозито-гранитную, мангерито-габбро-анортозитовую и габбро-анортозитовую. Примерами первой ассоциации могут служить анортозиты Украины и Прибалтики, второй — анортозиты Калара и других массивов Восточно-Азиатского анортозитового пояса, протягивающегося от Забайкалья до Охотского моря, третьей — анортозиты Кольского полуострова. Анортозитовая ассоциация Анабарского щита имеет все характерные признаки ассоциаций мангерито-габбро-анортозитового типа.

Литература

Богатиков О. А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.

Богатиков О. А., Биркис А. П. Анортозитовые ассоциации и их минералого-петрохимические особенности.— В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 1—20.

Богданова Н. Г., Лаврентьев Ю. Г. Пироксены Джугджурского анортозитового массива.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1232—1236.

Вишневский А. Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978. 213 с.

Вишневский А. Н., Рабкин М. И., Лопатин Б. Г. Габбро-анортозитовая формация Анабарского щита.— В кн.: Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л., 1974, с. 55—68.

Ленников А. М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 164 с.

Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1964. 127 с.

Лутц Б. Г. Анортозиты Анабарского щита.— В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974а, с. 70—84.
Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974б. 304 с.
Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
Рабкин М. И., Вишневский А. Н., Ненашев Н. И. Анабарский щит: Каталог данных изотопных определений К-Ar методом.— В кн.: Геохронология Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 164 с.
Рабкин М. И., Климов Л. В. Анортозиты Анабарского щита.— Тр. НИИГА, 1958, вып. 8, с. 116—129.
Уэйджер Л., Браун Р. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
Hødal J. Rocks of the anorthosite kindered in Vosses trand Norway.— Norsk geol. tidsskr., 1945, bd 24, s. 129—243.
Irvine T. N., Baragar W. R. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks.— Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, N 5, p. 523—548.
Leake B. E. The diskrimination of orto and para charnockitic rocks, anorthosites and amphibolites.— Ind. Miner., 1969, vol. 10, p. 89—104.
Ramakrishnan M., Viswanatha M. N., Chayapathi N., Narayanan Kutty T. R. Geology and geochemistry of anorthosites of Karnataka craton and their tectonic significance.— J. Geol. Soc. India, 1978, vol. 19, N 3, p. 115—134.
Ross M., Huebner J. S. A pyroxene geotermometer based on composition temperature relationships of naturally occuring orthopyroxene pigonite and augite.— In: Internal. Geoterm. Geobarom. Exented Abstrs. Philadelphia Penn. St. Univ., 1975, p. 169.
Sighinolfi G. P., Gargoni C. Genesis of massif-tipe anorthosites — the role of high-grade metamorphism.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1975, vol. 51, N 2, p. 119—126.

УДК 552.321.5(571.55)

М. К. СУХАНОВ

АНОРТОЗИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ КАЛАРСКОГО МАССИВА (Алданский щит)

Одной из важнейших проблем докембрийского магматизма является широкое развитие анортозитов автономного типа, которые образуют огромные массивы, сложенные главным образом лейкократовыми породами. Такие массивы обычно группируются в протяженные пояса, приуроченные к краевым частям древних платформ. В пределах южной окраины Сибирской платформы расположен Восточно-Азиатский анортозитовый пояс, протягивающийся в субширотном направлении на несколько сот километров от верховьев р. Калар (Восточное Забайкалье) до побережья Охотского моря. Это цепь различных по площади анортозитовых массивов, наиболее крупными из которых являются Геранский, Лантарский, Лавлинский и Каларский. Последний — самый западный в этой цепи — по ряду признаков отличается от других анортозитовых массивов автономного типа.

Геологическое положение и возраст анортозитовой ассоциации

На мелкомасштабных картах Каларский массив показывается как единое крупное тело плагиоклазитов, однако в действительности это полоса разрозненных выходов анортозитов и ассоциирующих с ними пород шириной 5—20 км и протяженностью около 120 км. Крайние западные выходы анортозитов известны в верховьях р. Калар, на востоке распространение анортозитов ограничено долиной р. Олекмы. Общая площадь выходов пород анортозитового комплекса около 1000 км^2 (рис. 1).

Первые описания анортозитов были сделаны Е. С. Бобиным [1933], который составил схематическую геологическую карту массива. Отдель-

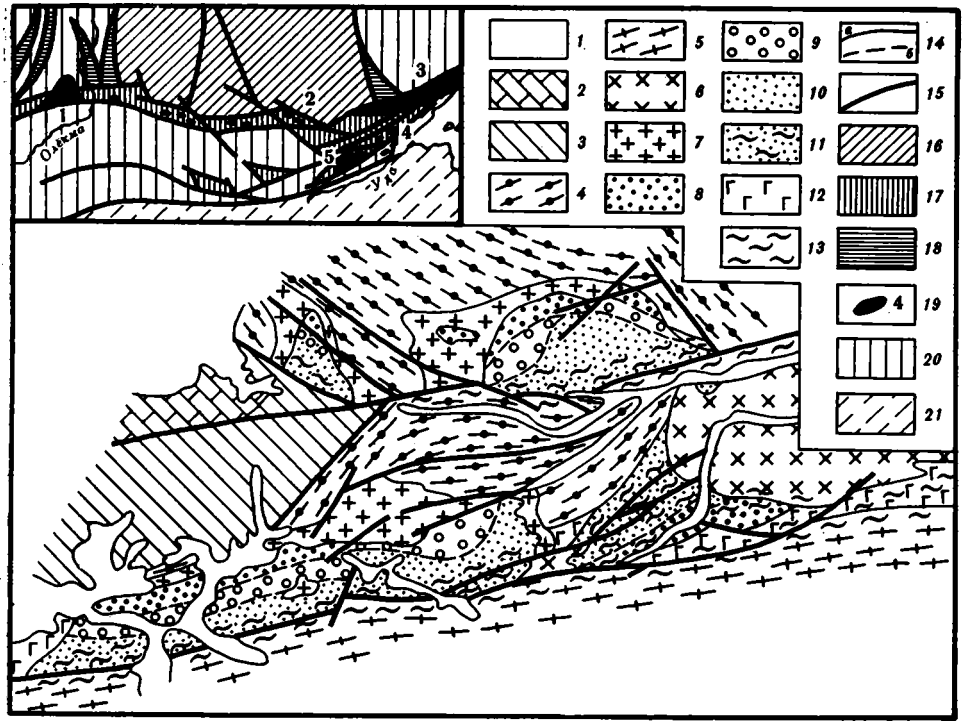


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Каларского анортозитового массива. Составлена автором с использованием материалов государственных геологических съемок и Е. А. Панских [Суханов, Панских, 1981]. На карте-врезке показано положение Каларского массива в структуре Алданского щита и его складчатого обрамления по А. М. Ленникову [1979], И. Н. Дагелайской и В. Н. Мошкину [1977] с упрощениями

1 — четвертичные отложения; *2* — карбонатные породы, кембрий; *3* — метаморфические породы удоканского комплекса (кварциты, филлиты, известняки), нижний протерозой; *4* — метаморфические породы станового комплекса (биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы), нижний протерозой; *5* — метаморфические породы курультинской серии (двупироксеновые, амфибол-пироксеновые, биотит-гранатовые, биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы), архей; *6* — сиениты и микроклиниты, протерозой; *7* — чарнокитоиды, архей; *8—11* — Каларский анортозитовый массив, архей (*8* — краевой комплекс, *9—11* — центральный комплекс): *8* — габбро-норито-анортозиты, габбро, нориты, рудные габбро-нориты, *9* — лабрадориты, *10* — андезиниты, *11* — олигоклазиты (диафторированные анортозиты); *12* — метагаббро, архей (?); *13* — диафторированные породы; *14* — геологические границы (*а* — резкие, *б* — постепенные); *15* — разломы; *16* — архейские образования Алданской складчатой области гранулитовой фации метаморфизма умеренных давлений; *17* — архейские образования, метаморфизованные в гранулитовой фации повышенных давлений; *18* — протоплатформенные вулканогенно-осадочные образования позднего протерозоя; *19* — главные массивы Восточно-Азиатского анортозитового пояса — цифры на врезке (1 — Каларский, 2 — Верхнеудыкканский, 3 — Джугджурский, 4 — Лавлинский, 5 — Сехтагский); *20* — позднеархейские — раннепротерозойские образования Становой складчатой области амфиболитовой фации метаморфизма; *21* — Монголо-Охотская складчатая область

ные сведения об анортозитах приводятся в работах И. А. Ефремова [1935], А. П. Лебедева [1935]. В дальнейшем анортозиты Каларского массива изучались при проведении региональной геологической съемки, результаты которой отражены в изданных геологических картах и печатных работах С. П. Кориковского [Кориковский, Баженова, 1965] и Г. Н. Баженовой [1960, 1964, 1972, 1974]. В 70-х годах в связи с активным изучением районов, расположенных в пределах трассы БАМа, на территории массива были проведены более детальные работы, основные результаты которых изложены в статье В. Н. Быховера и Н. Н. Лав-

рович [1980]; одновременно со съемочными проводились тематические исследования сотрудниками ИГЕМ, ИГГД АН СССР и ДВИМС МГ СССР.

Каларский массив расположен в южной части архейской Чарской глыбы, в области ее сочленения со Становой складчатой областью (см. рис. 1). В соответствии с современными представлениями о стратиграфическом разделении метаморфических образований Алданского щита выделяются три основных типа структурно-вещественных комплексов: комплекс основания, иенгрский и джелтулинский. К среднему из них, иенгрскому, условно относятся метаморфические породы курультинской серии, вмещающие анортозиты. Эта серия состоит из пород преимущественно основного состава: двупироксеновых, гиперстеновых, биотит-амфиболовых, силиманитовых, гранатовых гнейсов и сланцев, мощность которых не менее 5000 м [Миронюк и др., 1971]. Для разреза серии характерна ритмичность, причем в нижнем и среднем ритмах преобладают основные кристаллические сланцы, а в кровле — глиноземистые гнейсы. В целом для этих образований характерно резкое колебание мощностей и грубое чередование пачек различного состава линзовидной формы [Петров, 1976]. Реконструкция первичного состава метапород курультинской серии [Миронюк и др., 1971] указывает на то, что в ней присутствуют вулканогенные образования (андезиты, базальты), а также прослои терригенных пород (песчаники, алевролиты, аргиллиты). Однако следует отметить, что в большинстве случаев гранулитовые ассоциации пород курультинской серии сохраняются как реликтовые образования вследствие интенсивной гранитизации и диафтореза, последний вид переработки особенно интенсивно проявлен в зонах влияния крупных тектонических нарушений — ветвей Станового разлома.

Название «Каларский массив» является обобщенным для двух пространственно сближенных массивов анортозитов — южного Имангакитского и северного Куронаахского (или Арбагасского). Массивы вытянуты в субширотном направлении и в большинстве случаев имеют тектонические контакты с вмещающими породами. Наиболее крупными тектоническими нарушениями являются разломы субширотного простирания, ограничивающие распространение анортозитов с юга. По этим крупным нарушениям анортозиты Имангакитского массива граничат с биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами Становой складчатой области, а анортозиты Куронаахского массива — с диафторированными породами курультинской серии. Восточное и западное продолжения массивов ограничены полями четвертичных отложений.

С анортозитами пространственно тесно связаны чарнокиты, сиениты и габбро. Чарнокиты образуют несколько крупных массивов, располагающихся вдоль северных границ массивов анортозитов. Крупный массив сиенитов ограничивает распространение анортозитов Имангакитского массива на востоке. Ранее эти щелочные породы объединялись в единый комплекс с анортозитами, так же как и основные разновидности анортозитов: лабрадориты, андезиниты и олигоклазиты [Баженова, 1974]. Наблюдения автора и данные других исследователей ([Быховер, Лаврович, 1980], Е. В. Шарков — (устное сообщение) позволяют считать сиениты более поздними образованиями, обладающими четкими интрузивными контактами с анортозитами (обнажения в верховьях р. Таас-Юрэх). По мнению Н. Н. Лаврович, эти породы можно отнести к палеозою. Взаимоотношения лабрадоритов, андезинитов, олигоклазитов, как это следует из приводимого ниже описания, указывают на то, что две последние разновидности образовались при метаморфизме первичных лабрадоритов. Таким образом, зональность, показанная на опублико-

ванных ранее схемах [Баженова, 1974], отражает результат метаморфической переработки анортозитового комплекса и вмещающих его пород.

До настоящего времени нет единого мнения о характере связи анортозитов и габброидов, широко развитых к востоку от анортозитовых массивов и по их периферии. Это метаморфизованные до амфиболитов (местами с гранатом) породы, протягивающиеся в виде полосы шириной 2—3 км от северной части Куронаахского массива через р. Олекму на правый борт долины р. Нюкжи. Имеется мнение о том, что эти породы относятся к нижнепротерозойскому (?) тепраканскому комплексу, в который входят метаэффузивы различного состава (от андезитов до базальтов) и прорывающие их габбро-амфиболиты и гипербазиты; считается, что эти породы более древние, чем анортозиты [Петров, 1976]. Об этом может свидетельствовать нахождение многочисленных ксенолитов амфиболизированных габброидов среди анортозитов. Однако несомненно и то, что как в самом анортозитовом массиве, так и по его краям широко развиты габброиды, генетически связанные с анортозитами.

Слабая обнаженность не дает возможности точно установить морфологию анортозитовых массивов, но существующие данные позволяют высказать предположение о том, что оба массива, скорее всего составлявшие ранее единое целое, имеют характер пластин, падающих в северо-северо-восточном направлении. Преобладающее простирание полосчатости в пределах блоков анортозитов восток-северо-восточное, падение северо-северо-западное под различными углами. Пересечение анортозитового комплекса по нескольким разрезам вкрест простирания массивов позволило установить закономерное увеличение количества меланократовых пород в краевых частях массивов, там, где их контакты с вмещающими породами нетектонические [Суханов, Панских, 1981]. Это южные краевые зоны Куронаахского и Имангакитского массивов и северная часть Имангакитского.

Подобное обогащение меланократовыми породами краевых частей анортозитовых массивов автономного типа отмечается многими исследователями; такие зоны описаны для Джугджурского [Ленников, 1979], Володаро-Волынского [Мошкин, Дагелайская, 1974], Адирондакского [Buddington, 1939] и ряда массивов Анабарского щита [Лутц, 1967, 1974] и Кольского полуострова [Юдин, 1974]. По-видимому, образование этих зон является следствием однотипных условий становления автономных анортозитов. Характер перехода от лейкократовых пород к меланократовым на Каларском массиве может быть двояким. В одних случаях это постепенное обогащение анортозитовых пород темноцветными минералами и образование, таким образом, пластообразных и шлировых тел габбро-норито-анортозитов; в других случаях контакты лейкократовых и меланократовых пород резкие, четкие, хотя и без зон закалок. Это может свидетельствовать о том, что если и имели место внедрения меланократовых пород, то происходили они почти одновременно с анортозитами.

В данной работе краевые зоны, обогащенные меланократовыми попородами, объединяются под названием краевого комплекса, а лейкократовые центральные участки массивов — центрального. К краевому комплексу анортозитовых массивов приурочены проявления апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд, по своему составу и положению аналогичных рудам хорошо известного Джугджурского анортозитового массива [Гаврилов, 1975].

Возраст анортозитовой ассоциации Каларского массива не выяснен окончательно. Со времени установления каларских анортозитов их воз-

Таблица 1

Химический состав (в вес. %) вмещающих анортозиты метаморфических пород и слагающих их минералов (северная приконтактовая часть Куронаахского массива)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	38,25	38,74	38,30	39,60	38,60	55,60	55,30	50,10	35,60	38,50	59,80	61,08	40,18
TiO_2	Нет	Нет	0,04	0,02	1,79	0,02	Нет	0,02	4,96	0,06	0,04	0,77	0,97
Al_2O_3	21,59	21,57	22,00	59,70	19,80	27,70	31,20	30,70	14,50	21,00	25,50	14,90	18,56
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,65	2,41
FeO	30,62	34,51	28,90	0,94	8,54	0,07	3,58	3,97	14,80	31,90	0,07	5,62	26,63
MnO	1,56	0,54	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07	0,17
MgO	1,84	2,77	9,03	0,17	18,10	0,09	11,50	11,40	13,60	6,51	0,02	3,76	4,00
CaO	6,98	3,56	1,44	0,01	0,05	10,70	Нет	0,03	0,14	1,78	6,70	6,16	5,74
Na_2O	Нет	Нет	0,07	0,03	0,02	5,48	0,14	0,06	0,20	0,07	7,46	3,87	0,17
K_2O	»	»	Нет	Нет	9,41	0,11	Нет	Нет	9,96	0,05	0,35	0,75	0,04
H_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,82	0,16
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07	0,59
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,65	0,64
Сумма	100,84	101,59	99,78	100,47	96,31	99,77	96,89	96,28	93,76	99,87	99,94	100,65	100,26

Примечание. 1, 2 — гранаты: 1 — из ксенолита пироксен-гранатового сланца в андезинитах, 2 — из пироксен-гранатового сланца; 3—8 — минералы кордиерит-гранатовой породы: 3 — гранат, 4 — силлиманит, 5 — биотит, 6 — плагиоклаз, 7, 8 — кордиерит; 9—11 — минералы биотит-гранатового кристаллосланца: 9 — биотит, 10 — гранат, 11 — плагиоклаз; 12 — двупироксеновый кристаллосланец; 13 — пироксен-гранатовый сланец.

В анализах минералов железо представлено в виде FeO.

Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитики О. Т. Уланова, С. Е. Борисовский, Е. Е. Абрамова. Минералы анализировались на микрозонде *MS-46 «Cameca»*.

раст неоднократно пересматривался. Так, вначале он, так же как и возраст всех анортозитовых массивов Восточно-Азиатского анортозитового пояса, считался нижнепротерозойским [Баженова, 1960; Мошкин, 1961]. В последующие годы возраст анортозитов стал «удревняться», были высказаны предположения об их архейском возрасте [Мошкин и др., 1972; Миронюк, 1971]. Более того, существуют мнения о том, что анортозиты являются реликтами древнейшей земной коры «лунного» этапа развития Земли. Наконец, в последнее время вновь стали высказываться мнения о протерозойском возрасте анортозитов Каларского массива [Быховер, Лаврович, 1980].

Автору представляется, что геологические данные дают возможность говорить об архейском возрасте анортозитов, поскольку такие породы встречаются только среди архейских гранулитов и пока нигде на Алданском щите не были обнаружены среди протерозойских пород амфиболитовой фации метаморфизма. Контакты анортозитов в большинстве случаев тектонические, а простирание линейности, обусловленной интенсивной тектонической переработкой, параллельно простиранию сланцеватости вмещающих толщ. В некоторых случаях контакты анортозитов секут слоистость вмещающих пород (северная часть Куронаахского массива). Среди анортозитов имеются ксенолиты гранулитов, состав граната которых сходен с составом граната из вмещающих толщ (табл. 1).

Радиогеологические исследования пока не дают однозначного ответа на вопрос о возрасте анортозитов Каларского массива. Возраст кристаллических сланцев, слагающих Чарскую глыбу, оценивается в 2,9—2,6 млрд. лет [Ступникова и др., 1965]. Возраст архейского метаморфизма около 3 млрд. лет [Рудник, Соботович, 1971], и если с заключительными этапами этого метаморфизма связано образование чарнокитов [Кориковский, Баженова, 1965] вследствие гранитизации, то возраст анортозитов, по которым развиваются чарнокиты, может быть более

Таблица 2

Радиологический возраст пород Каларского массива (K-Ar метод)

Номер пробы	Анализированное вещество	Содержание		$^{40}Ar_{рад}/^{40}Ar_{общ}$, %	Возраст, млн. лет
		калия, %	радиогенного аргона, нг/г		
201/3	Монокристалл плагиоклаза	0,44±0,03	64,3±1,5	95; 87	1400±40
K/264	Плагиоклаз фракция 0,5—0,2 мм	0,29±0,03	29,6±0,8	83; 71	1080±39
79	то же	0,39±0,03	42,3±1,0	67; 82	1125±40
212/9	»	0,21±0,03	5,6±0,5	29; 47	345±34
57/7	порода	0,49±0,03	12,3±0,6	71; 75	330±23

Примечание. Проба 201/3 — монокристалл лабрадора (4×10 см) из лабрадорита (Куронаахский массив); проба K/264 — крупнозернистый, местами диафторированный лабрадорит (Имангакитский массив); проба 79 — андезинит (северная часть Куронаахского массива); проба 212/9 — диафторированный анортозит (южная часть Куронаахского массива); проба 57/7 — диабаз, секущий олигоклазиты (южная часть Куронаахского массива).

Отношения $^{40}Ar_{рад}/^{40}Ar_{общ}$ приведены для двух параллельных опытов.

Определения выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР под руководством М. М. Аракелянц. Расчет возраста производился по единым константам: $\lambda_K = 0{,}581 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta = 4{,}962 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $^{40}K = 0{,}01167$ атомн. %.

3 млрд. лет. По другим данным, верхняя возрастная граница анортозитов определяется в 1,9 млрд. лет, так как по монациту и циркону из чарнокитов получены значения 1800—1900 млн. лет [Баженова, 1974; Ступникова и др., 1965]. Не исключено, что эти значения, так же как и полученные автором K-Ar методом (табл. 2), являются «омоложенными». K-Ar датировки до некоторой степени отражают относительную последовательность преобразования анортозитов в результате наложенных метаморфических процессов: наиболее древними являются лабрадориты, по ним развиваются андезиниты и, наконец, самые «молодые» — диафторированные анортозиты, радиологический возраст которых хорошо согласуется с возрастом диабазовых даек, фиксирующих время активизации главнейших разломов.

Древний архейский возраст каларских анортозитов в какой-то степени подтверждается низким отношением изотопов стронция, которое достигает значения 0,7022.

Петрография и минералогия пород анортозитовой ассоциации

Лабрадориты. Темно-серые, иногда осветленные в результате катаклаза лабрадориты составляют сравнительно небольшую часть среди других пород, входящих в анортозитовую ассоциацию Каларского массива. Это своеобразные реликтовые образования, сохранившиеся в центральных, наименее измененных процессами метаморфизма частях Куронаахского и Имангакитского массивов (см. рис. 1).

Для лабрадоритов характерны крупнозернистые габбро-офитовые структуры. Размеры кристаллов в этих породах достигают 1—2 см. Текстуры в большинстве случаев массивные, реже встречаются трахитоидные разности. Главным породообразующим минералом лабрадоритов является плагиоклаз, состав которого (табл. 3) колеблется от An_{53} до An_{70}, причем наиболее часто встречаются значения An_{53-60}. Отдельные кристаллы имеют зональное строение: центральная часть имеет состав An_{60}, краевая — An_{50}, зональность подчеркивается также клиновидной формой двойников, сужающихся к центру кристалла. Часто отмечается грануляция плагиоклаза в краевых частях кристаллов и искривление двойников. В большинстве случаев лабрадориты обладают равномернозернистыми структурами, однако встречаются и порфировые разновидности. Величина вкрапленников колеблется от 5 до 10 см, а в северной части Куронаахского массива был обнаружен монокристалл лабрадора размером 20 см.

Плагиоклаз лабрадоритов содержит большое количество разнообразных включений. Это мельчайшие зерна пироксена, апатита, титаномагнетита и пузырьки, заполненные газово-жидкими фазами. Эта особенность чрезвычайно характерна для наиболее свежих анортозитовых пород многих автономных анортозитовых массивов (массив Главного хребта на Кольском полуострове, Джугджурский массив южной части Алданского щита и др.).

Изучению состава газовых включений в лабрадоритах Каларского массива посвящена работа Г. Н. Баженовой [1972]. Установлена сильная газонасыщенность пород: при дроблении 100 г породы выделяется 2 см^3 газа, при этом преобладающей газовой составляющей является водород (40%), углекислый газ практически отсутствует, остальную часть составляют горючие (до 45%) и инертные газы (0,003%), до 15% приходится на газовую составляющую, определение состава которой не производилось. Кроме того, в лабрадорах присутствует битуминозная

Таблица 3

Химический состав (в вес. %) плагиоклазов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	48,80	53,90	60,05	54,80	54,62	55,40	57,68	53,71	64,50	61,40
TiO_2	0,02	Не опр.	Нет	Не опр.	Нет	Нет	Нет	Нет	Не опр.	Не опр.
Al_2O_3	30,50	27,90	24,23	27,00	30,35	28,68	28,86	30,84	21,80	25,10
FeO	0,17	0,14	Нет	0,10	0,06	0,04	0,03	0,03	0,08	Не опр.
MgO	0,09	0,02	0,02	Не опр.	0,05	0,05	0,07	0,03	Не опр.	»
CaO	14,80	11,60	6,49	10,10	10,66	10,80	8,89	10,14	2,27	5,69
Na_2O	3,36	4,80	8,40	5,42	4,59	5,05	4,97	5,54	10,50	8,45
K_2O	0,09	0,30	0,31	0,33	0,25	0,20	0,21	0,29	0,05	0,21
Сумма	97,83	98,66	99,50	97,58	100,58	100,22	100,71	100,58	99,66	100,85
Si	2,28	2,49	2,69	2,52	2,44	2,49	2,57	2,40	2,93	2,71
Ti	Нет	Не опр.	Нет	—	Нет	Нет	Нет	Нет	—	—
Al	1,68	1,49	1,28	1,47	1,60	1,52	1,51	1,62	1,17	1,30
Fe	Нет	0,01	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	—
Mg	0,00	Нет	»	—	»	»	»	»	—	—
Ca	0,74	0,57	0,31	0,50	0,51	0,52	0,42	0,48	0,13	0,27
Na	0,30	0,41	0,73	0,48	0,39	0,44	0,43	0,48	0,92	0,27
K	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	Нет	0,01
An	70,5	57,2	45,5	49,8	55,2	54,7	50,1	49,6	12,9	26,8
Ab	29,0	41,2	53,4	48,3	42,6	44,1	48,6	48,7	87,1	72,0
Or	0,5	1,6	1,1	1,9	2,2	1,2	1,3	1,7	Нет	1,2

Примечание. 1, 2 — обр. 264, 201/3, лабрадориты; 3, 4 — обр. 68, 65А, андезиниты; 5—8 — обр. 201/8, андезинит с реликтовым лабрадором; 9 — обр. 219/9, олигоклазит, 10 — обр. 85/3, чарнокит.
Массивы: 1, 2, 5—8 — Имангакитский; 3, 4, 9, 10 — Куронаахский.
Анализы минералов, приведенные в табл. 3—4, выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе *MS*-46 «*Cameca*», аналитики Е. Е. Абрамова, С. Е. Борисовский.

составляющая (спиртобензольная и бензольная группы) и чистый углерод в виде тонкой графитовой пыли [Баженова, 1972]. Однако данный метод определения газовой составляющей обладает существенным недостатком, поскольку в процессе дробления в вакуумной мельнице происходит значительная сорбция газов. Возможно, с этим связано то, что в каларских анортозитах не был установлен углекислый газ. Нами был определен состав газовой фракции плагиоклазов из лабрадоритов методом хроматографического анализа и установлены следующие содержания летучих компонентов (среднее по пяти анализам): H_2O—1,68 мл/г; CO_2—0,07; CO—0,043; CH_4—0,007; H_2—0,13; N_2—0,07 мл/г. Эти значения хорошо согласуются с данными по газовой составляющей других анортозитов автономного типа, подробнее этот вопрос рассмотрен в заключительной статье данного сборника.

Темноцветные минералы лабрадоритов представлены гиперстеном и авгитом (табл. 4). Преобладают гиперстеновые разности, авгит в небольших количествах встречается как самостоятельная фаза и в виде тонких субпараллельных пластинчатых вростков в гиперстене, реже наблюдаются вростки ромбического пироксена в моноклинном. Подобные структуры характерны для пироксенов анортозитов как расслоенных интрузий типа Бушвельда и Скеергарда [Уэджер, Браун, 1970], так и автономных докембрийских типа Адирондака [Bohlen, Essen, 1977] и обычно интерпретируются как структуры распада твердого раствора. В случае Каларского массива присутствие пироксенов со структурами распада может служить одним из доказательств магматического происхождения анортозитов. С помощью электронного микроанализато-

Таблица 4

Химический состав (в вес. %) пироксенов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	50,51	50,69	49,13	49,47	50,80	51,10	50,40	53,80	52,30	51,29	53,80	50,10	53,00	52,60
TiO_2	0,07	0,06	0,11	0,07	0,25	0,10	0,19	0,08	0,11	0,11	0,11	0,11	0,06	0,07
Al_2O_3	2,10	2,53	1,76	2,14	2,40	1,29	2,08	2,12	1,95	2,28	1,77	1,68	1,29	1,69
FeO	23,19	22,00	21,41	21,63	12,20	26,70	13,40	19,20	21,40	20,40	18,90	23,10	22,10	21,10
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,36	0,57	0,29	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	24,90	24,06	28,01	27,70	12,90	20,20	12,10	24,10	24,70	25,64	25,60	23,30	24,20	23,68
CaO	0,43	0,59	0,42	0,43	19,80	1,55	21,80	0,44	0,39	0,50	0,52	0,46	1,00	0,49
Na_2O	0,10	0,18	0,14	0,16	0,63	0,08	0,35	Нет	Нет	0,02	Нет	Нет	Нет	Нет
K_2O	Нет	Нет	Нет	0,01	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»	Нет	»	»	»	»
Сумма	101,30	100,11	100,98	101,61	99,44	101,59	100,61	99,84	100,85	100,24	100,70	98,75	101,85	99,55
Si	1,87	1,89	1,82	1,82	1,88	1,93	1,91	1,97	1,92	1,89	1,95	1,90	1,94	1,95
Ti	Нет	Нет	Нет	Нет	0,06	0,03	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Al	0,09	0,11	0,08	0,09	0,10	0,06	0,09	0,09	0,08	0,10	0,08	0,08	0,06	0,07
Fe	0,72	0,69	0,66	0,67	0,38	0,84	0,42	0,59	0,66	0,63	0,57	0,73	0,68	0,65
Mn	—	—	—	—	0,01	0,02	Нет	—	—	—	—	—	—	—
Mg	1,38	1,34	1,55	1,52	0,71	1,13	0,68	1,31	1,35	1,41	1,38	1,32	1,32	1,31
Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,78	0,06	0,89	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	Нет	0,03	0,00	Нет	Нет	Нет	0,00	Нет	Нет
K	Нет	Нет	Нет	Нет	—	—	Нет	0,00	»	»	»	Нет	»	»
Fe/(Fe+Mg)	34,3	33,9	30,0	30,4	34,7	42,5	38,3	30,9	46,1	30,8	31,2	35,7	33,8	32,2
Fe	34,0	33,5	29,7	30,2	20,1	41,2	21,2	30,6	32,3	30,5	29,0	35,3	33,1	32,9
Mg	65,2	65,3	69,4	68,9	37,9	55,6	34,3	68,4	66,7	68,5	70,0	63,7	64,9	66,0
Ca	0,8	1,2	0,9	1,9	42,0	3,2	44,5	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	2,0	1,1

Таблица 4 (окончание)

Компонент	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO_2	51,90	50,70	52,00	50,20	51,50	54,80	51,15	51,15	49,46	50,58	49,07	50,39	50,01
TiO_2	0,35	0,08	0,07	0,29	0,15	0,03	0,09	0,33	0,15	0,19	0,09	0,12	0,00
Al_2O_3	2,87	1,51	1,25	2,44	1,86	1,46	0,99	1,24	0,80	2,42	1,48	1,93	1,35
FeO	7,41	24,20	26,80	9,23	14,50	27,30	27,45	17,64	34,93	12,36	29,39	12,82	28,00
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,63	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	13,90	22,20	19,20	13,10	11,10	19,80	18,96	9,76	13,70	14,08	21,67	14,36	20,39
CaO	23,40	1,14	0,52	22,50	21,27	0,57	0,65	19,21	1,36	19,96	0,58	20,16	0,57
Na_2O	Нет	Нет	Нет	Нет	0,29	0,11	0,09	0,23	0,09	0,63	0,04	0,58	0,08
K_2O	»	»	»	»	Нет	Не опр.	0,01	0,01	0,01	Нет	0,01	0,01	0,01
Сумма	99,83	99,83	99,84	99,76	100,57	102,00	99,39	99,57	100,50	100,22	102,33	100,40	100,41
Si	1,93	1,92	1,98	1,95	1,95	1,97	1,96	1,98	1,96	1,91	1,86	1,90	1,91
Ti	0,01	Нет	Нет	0,01	Нет	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	Нет	Нет	Нет
Al	0,13	0,07	0,06	0,11	0,08	Нет	0,04	0,06	0,03	0,11	0,07	0,09	0,06
Fe	0,23	0,76	0,85	0,29	0,46	0,86	0,88	0,57	1,16	0,39	0,93	0,41	0,90
Mn	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0,77	1,25	1,09	0,73	0,64	1,12	1,09	0,56	0,80	0,79	1,22	0,81	1,16
Ca	0,93	0,05	0,02	0,90	0,86	0,02	0,03	0,80	0,06	0,81	0,02	0,82	0,02
Na	Нет	Нет	Нет	Нет	0,02	Нет	0,01	Нет	Нет	0,05	Нет	0,04	0,01
K	»	»	»	»	Нет	»	Нет	0,00	»	Нет	»	Нет	Нет
Fe/(Fe+Mg)	22,9	37,9	43,9	28,3	41,9	43,6	44,8	50,3	58,8	33,0	43,2	33,3	43,4
Fe	11,9	37,1	43,4	14,9	23,5	43,1	44,2	29,5	57,2	19,7	42,7	19,9	42,9
Mg	39,9	60,7	55,5	38,0	32,5	55,7	54,5	29,2	40,0	39,8	56,2	39,8	55,9
Ca	48,2	2,2	1,1	47,1	44,0	1,2	1,3	41,3	2,8	40,5	1,1	40,2	1,3

Примечание. 1—7 — лабрадориты (1, 2 — обр. 201/5, 3, 4 — обр. 200/13, 5, 6 — обр. 201-3, 7 — обр. 264); 8—21 — андезиниты (8 — обр. 1081, 9 — обр. 1082, 10 — обр. 1084, 11 — обр. 1085, 12 — обр. 1086, 13 — обр. 1088, 14, 15 — обр. 1089, 16 — обр. 1093, 17, 18 — обр. 1096, 19 — обр. 1102, 20 — обр. 65А, 21 — обр. 68); 22—27 — чарнокиты (22, 23 — обр. 750, 24—27 — обр. 76/1). 1, 3 — крупные вкрапленники ортопироксена, 2—4 — мелкие кристаллы гиперстена, окружающие ортопироксеновые вкрапленники. Анализы 8—21 расположены в последовательности отбора образцов снизу вверх по разрезу (пересечение массива с юга на север). Для анализов 22, 23 использованы зерна ортопироксенов со структурами распада.

Анализы 8—19, 22, 23 выполнены по образцам, любезно предоставленным автору Е. В. Шарковым. 1—7 — Имангакитский массив, 8—27 — Куронаахский массив.

ра был определен состав сосуществующих пироксенов из лабрадорита (см. табл. 4), которые представлены ромбическим ($En_{55,6}Fs_{41,2}Wo_{3,2}$) и моноклинным ($En_{37,9}Fs_{20,3}Wo_{41,8}$) пироксенами. Субсолидусная температура равновесия, определенная для этого случая по диаграмме М. Росса и Дж. Хьюбнера [Ross, Hebner, 1975], около 1000° С. Это значение близко к температуре гомогенизации газово-жидких включений в лабрадоритах, определенной Г. Н. Баженовой [1972],— 950° С. Как моноклинный, так и ромбический пироксены частично или полностью замещаются амфиболом, который развивается вокруг одного или сразу нескольких кристаллов пироксена, образуя келефитоподобную структуру. При замещении пироксенов амфиболом происходит вынос железа, которое выделяется в виде мелких зерен титаномагнетита.

Андезиниты и породы, переходные от андезинитов к лабрадоритам. Одной из характерных особенностей Каларской анортозитовой ассоциации является широкое развитие анортозитов, сложенных андезином,— андезинитов, в связи с чем Каларский массив может быть отнесен к андезинитовому типу автономных анортозитовых массивов по классификации Т. Андерсона и М. Морина [Anderson, Morin, 1969]. Андезиниты хорошо отличаются от серых лабрадоритов благодаря своей розовой окраске, что довольно редко встречается среди плагиоклазитов. Это средне- мелкозернистые породы с массивными текстурами и аллотриаморфнозернистыми структурами, хотя, учитывая то, что андезиты являются метаморфическими породами, образующимися за счет лабрадоритов, структуры этих пород с равномернозернистым изометричным плагиоклазом вернее называть гранобластовыми.

Главными породообразующими минералами андезинитов являются плагиоклаз An_{40-49} (изредка встречаются разности, иризирующие в фиолетовых тонах) и гиперстен Fs_{30-40}, рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом, в небольших количествах присутствуют сфен и апатит, вторичными минералами являются гастингсит и биотит.

Плагиоклаз андезинитов характеризуется розовой окраской в отличие от серых лабрадоров. Первоначально это явление объяснялось присутствием большого количества примеси железа. Этот вывод был сделан на основании данных силикатного анализа минералов, однако определения, выполненные на микроанализаторе, не подтвердили этого (см. табл. 3). Как лабрадоры, так и андезины содержат одинаковое незначительное количество элементов-примесей, в том числе и железа, концентрация которого не более 0,3%, что характерно для плагиоклазов анортозитов автономного типа. Повышенное содержание железа, установленное силикатным анализом, связано с присутствием в плагиоклазах большого количества мельчайших включений различных минералов. Различие окрасок лабрадора и андезина, скорее всего, связано с валентным состоянием элементов-примесей.

По содержанию анортита лабрадориты и андезиниты отличаются всего на несколько номеров, но это небольшое различие ведет к полной перестройке породы. Андезиниты постепенными переходами связаны с лабрадоритами и образуются за счет последних. Эти замещения происходят постепенно: плагиоклаз лабрадоритов подвергается грануляции, в межзерновых пространствах и по трещинам в лабрадоритах развивается розовый андезин, который на дальнейших этапах полностью замещает лабрадор, так что кристаллы лабрадора сохраняются в виде реликтов и напоминают порфировые вкрапленники; в конце концов исчезают и эти реликты и образуются андезиниты (рис. 2). Крупнозернистые субофитовые структуры лабрадоритов сменяются мелкозернистыми гранобластовыми структурами андезинитов.

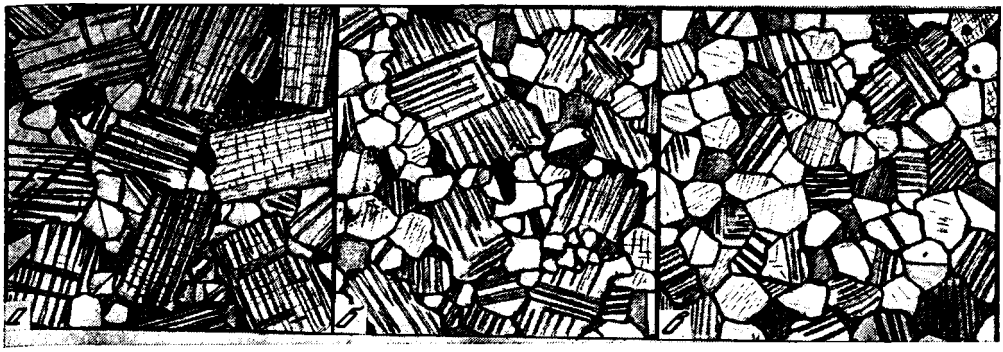


Рис. 2. Грануляция плагиоклаза в процессе перекристаллизации лабрадоритов и их превращения в андезиниты

а — крупнозернистый лабрадорит с таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (темное — кристаллы пироксена); *б* — порода, переходная от лабрадорита к андезиниту, крупные кристаллы представлены серым лабрадором, мелкие изометричные — андезином; *в* — андезинит

Изменение состава плагиоклаза при этом процессе иллюстрируют анализы, приведенные в табл. 3. Этот процесс сопровождается привносом щелочей (в первую очередь натрия) и кремнезема; происходит вынос алюминия и кальция. При перекристаллизации плагиоклаз почти полностью теряет газово-жидкие включения. В андезинитах еще более широко, чем в лабрадоритах, проявлены процессы замещения гиперстена амфиболом, последний иногда полностью замещает пироксен. В андезине часто присутствуют антипертитовые вростки, а в андезинитах — калиевый полевой шпат и кварц.

Меланократовые породы: *габбро-норито-анортозиты*, *габбро*, *рудные габбро*, *ультрамафиты*. В ассоциации с преобладающими в Каларском массиве лейкократовыми породами находятся габбро-норито-анортозиты и габбро-нориты, сложенные теми же минералами, что и лабрадориты и андезиниты. Имеются меланократовые разности с андезином и лабрадором, первые преобладают. Эти породы образуют линзовидные или пластообразные тела мощностью в несколько десятков метров. В большинстве случаев их контакты с анортозитами постепенные, с увеличением вниз по разрезу количества темноцветных минералов. В отдельных случаях контакты слоев резкие, без постепенных переходов (рис. 3), однако при этом не отмечается каких-либо следов контактового воздействия. Габбро-нориты образуют шлировидные обособления или небольшие по мощности прослои (несколько метров) как в габбро-норито-анортозитах, так и в анортозитах. Для этих пород характерно интенсивное замещение пироксенов амфиболом, таким образом, среди анортозитов появляются прослои амфиболитов.

В меланократовых породах в различных количествах присутствуют рудные минералы: магнетит, титаномагнетит, ильменит, апатит. Выделяются разности рудных габбро, содержание рудных минералов в которых составляет 10—30%, они образуют шлировидные тела мощностью 30—40 м при протяженности до 2 км. Эти породы локализуются преимущественно в зоне краевого меланократового комплекса массива и сопровождаются магнитными аномалиями. Титаномагнетит этих пород характеризуется грубой пластинчатой структурой распада твердого раствора. Прожилковые и шлировидные выделения титаномагнетита установлены на севере Куронаахского массива. Эти крупнозернистые породы с массивными текстурами почти целиком сложены железорудными мине-

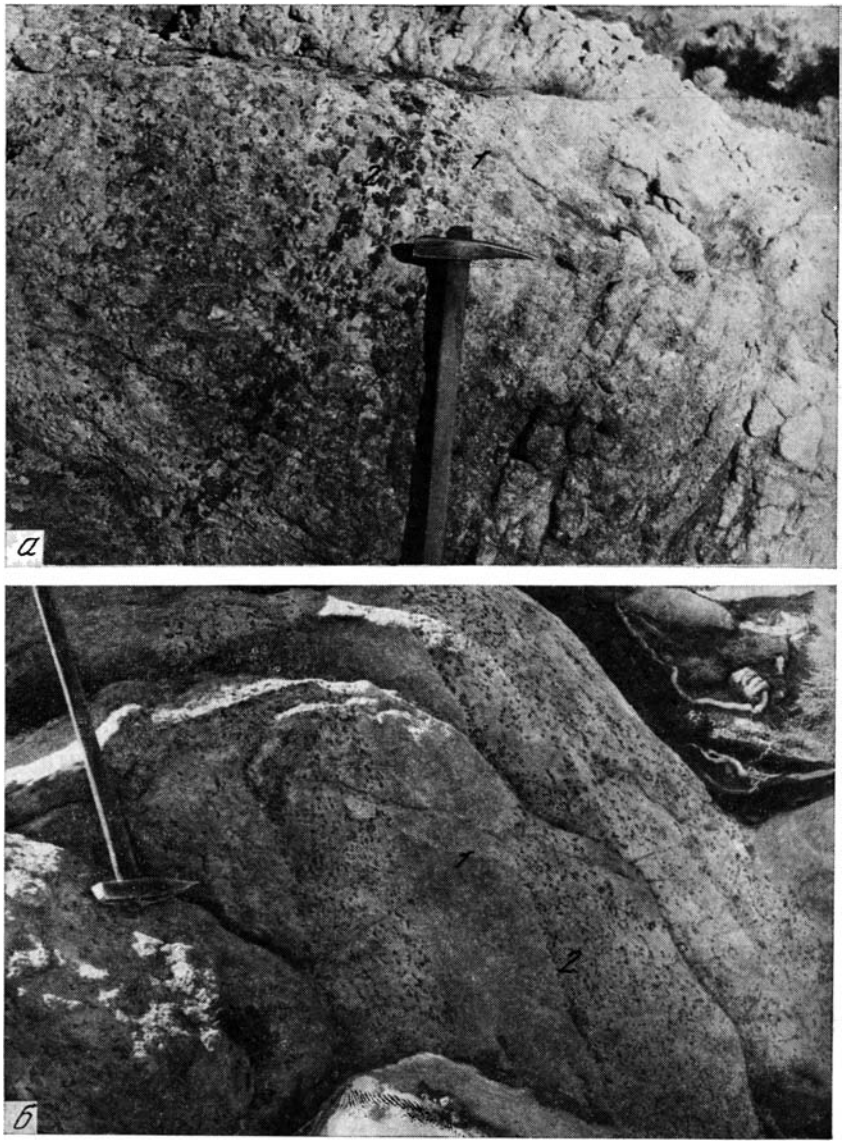


Рис. 3. Характер перехода между анортозитами и габбро-норито-анортозитами (*а* — постепенный, *б* — резкий). Северная часть Куронаахского массива

1 — анортозит, *2* — габбро-норито-анортозит

ралами и апатитом. Известные в настоящее время рудопроявления невелики, однако в Геранском анортозитовом массиве, имеющем много общего с Каларским, известны месторождения аналогичных руд. В обоих массивах рудопроявления располагаются в пределах краевых меланократовых комплексов. На Каларе наиболее перспективной для поисков руд такого типа является северная часть Куронаахского массива.

С анортозитами ассоциируют ультраосновные породы, обнажения которых известны в зоне краевого комплекса Имангакитского массива

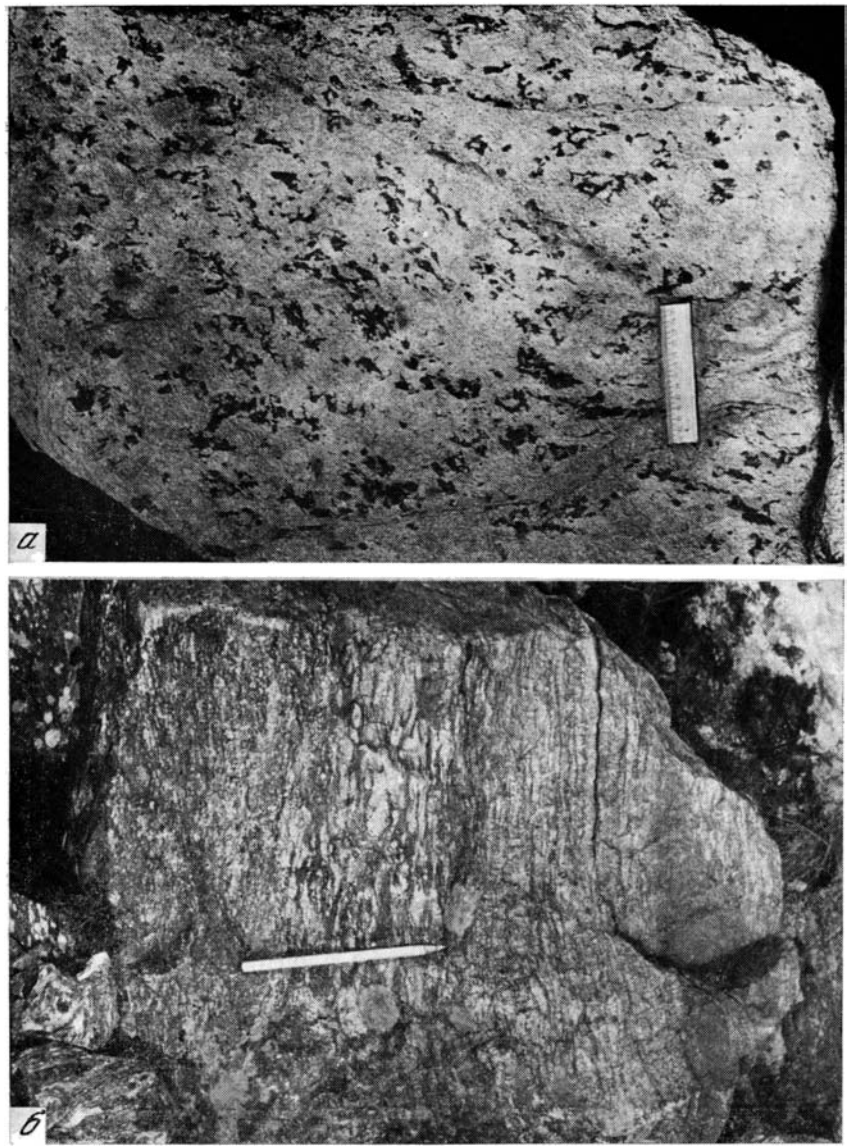


Рис. 4. Массивный габбро-норито-анортозит (*а*) и образовавшийся по нему рассланцованный олигоклазит (*б*)

(верховья р. Таас-Юрэх). Это серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, слагающие небольшое тело мощностью около 500 м. Минеральный состав пород: оливин Fa_{20-22}, гиперстен, магнетит, плагиоклаз, ильменит. Южный контакт ультрамафитов с диафторированными габбро-анортозитами тектонический. К северу наблюдается чередование высыпок ультрамафитов, габброидов и габбро-анортозитов (коренные обнажения отсутствуют). Подобные взаимоотношения могут свидетельствовать о постепенных переходах между габброидами краевой фации и ультрамафитами. С серпентинизированными ультрамафитами связана медно-никелевая минерализация. Рудные минералы представлены пирротином с

вростками пентландита и халькопиритом, ширина зоны вкрапленных руд составляет несколько десятков метров, содержание никеля достигает 0,5% [Суханов, Панских, 1981].

Диафторированные анортозиты. Существенную часть Каларской анортозитовой ассоциации составляют диафторированные анортозиты — олигоклазиты по Г. Н. Баженовой [1974]. Образование этих пород связано с диафторезом в зонах воздействия крупных тектонических нарушений. Ширина зон диафторированных пород различна — от первых сотен метров до нескольких километров. Наиболее мощные (3—6 км) зоны диафторитов, образовавшиеся по анортозитам и вмещающим породам, развиты в южных частях Куронаахского и Имангакитского массивов и совпадают с крупными разломами — ветвями глубинного Станового разлома. В результате диафтореза анортозиты метаморфизованы в актинолит-биотитовой и эпидот-хлоритовой фациях. Для новообразованных кислых плагиоклазов характерна интенсивная соссюритизация, вследствие чего они становятся белыми и непрозрачными. Темноцветные минералы замещаются зеленым амфиболом и хлоритом. При диафторезе и рассланцевании анортозиты часто приобретают псевдослоистые текстуры (рис. 4, *а*, *б*). Гидротермальная и метасоматическая деятельность в зонах разломов местами приводит к сильному окварцеванию анортозитов. Раскисление плагиоклаза с образованием олигоклазовых разностей происходит в различных породах — лабрадоритах, андезинитах, габбро-норито-анортозитах и габбро-норитах с лабрадором и андезином, что указывает на независимость образования олигоклазитов и андезинитов.

Чарнокитоиды и их взаимоотношения с анортозитами. В тесной ассоциации с анортозитами находятся чарнокитоиды. Этот термин объединяет, по классификации В. М. Шемякина и К. А. Шуркина [1971], разнообразные породы, в целом отвечающие по составу чарнокитам. Он используется здесь в связи с тем, что, помимо чарнокитов с гиперстеном, с каларскими анортозитами тесно ассоциируют породы среднего состава (темноцветный минерал в них представлен гастингситом), а также разнообразные переходные разности между чарнокитами и эндербитами. Проведенные исследования показывают, что чарнокитоиды распространены чрезвычайно широко по периферии анортозитовых массивов, там, где их контакты с вмещающими породами не тектонические, в том числе и на севере Куронаахского массива.

Чарнокитоиды представляют собой светло-серые, иногда розоватые породы (в том случае, когда плагиоклаз в них представлен розовым андезином, таким же, как и в андезинитах), с массивными, иногда полосчатыми текстурами и средне-мелкозернистыми гранобластовыми и кумулобластовыми структурами. Чарнокитоиды состоят из плагиоклаза кислого состава, гиперстена, диопсида, гастингсита, биотита, кварца, калиевого полевого шпата. Количественные соотношения этих минералов сильно варьируют. В плагиоклазе часто присутствуют антипертитовые вростки. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, апатитом, цирконом, монацитом, изредка встречается гранат.

Взаимоотношения анортозитов и чарнокитов были впервые описаны С. П. Кориковским и Г. Н. Баженовой [1965] на примере обнажений в верховьях р. Имангакит. Этими исследователями впервые для Каларского массива было показано развитие чарнокитов по анортозитам с агрессивными контактами со стороны чарнокитов и зональное строение чарнокитов, в которых выделены три зоны: 1) внешняя зона антипертитовых чарнокитов; 2) зона кислых чарнокитов с повышенным содержа-

нием кварца; 3) зона микроклиновых чарнокитов. Возникновение чарнокитов связывается с позднеархейской гранитизацией.

В большинстве случаев переход от анортозитов к чарнокитам происходит постепенно в полосе шириной около 100 м. При этом наблюдаются следующие изменения пород: в анортозитах уменьшается основность плагиоклаза до An_{40-30}, в нем появляются антипертитовые вростки, структура пород становится мелкозернистой, в интерстициях появляются новообразования кварца; при движении от анортозитов к чарнокитоидам антипертитовый плагиоклаз сменяется ортоклазом, гиперстен почти полностью замещается гастингситом. Возникает типичный парагенезис чарнокитоидов: андезин+ортоклаз+кварц+гастингсит. Среди чарнокитоидов иногда сохраняются реликтовые образования андезинитов. Содержание темноцветных минералов в чарнокитоидах меняется в широких пределах, поскольку они образуются как по анортозитам, так и по габбро-анортозитам, гастингсит в последнем случае обладает наибольшей железистостью. В чарнокитоидах встречается гранат альмандинового типа, сходный по составу с гранатом из вмещающих толщ (табл. 5). На диаграмме (FeO+MnO)—MgO—CaO составов гранатов из различных фаций метаморфизма, по Б. Г. Лутцу [1964], гранаты из чарнокитоидов и вмещающих толщ попадают в поле составов гранатов гранулитовой фации метаморфизма, хотя они и обладают незначительным содержанием пиропового компонента.

В различных частях массивов анортозитов переход от чарнокитоидов к вмещающим породам происходит по-разному. На севере Куронаахского массива чарнокитоиды граничат с биотитовыми гнейсами, в которых имеются линзы и прослои эндербитов, гранито-гнейсов и пироксен-гранатовых сланцев, при этом в прослоях и по трещинам наблюдаются гастингситовые чарнокитоиды, в сланцах отмечается калишпатизация и замещение пироксенов гастингситом. Все это указывает на то, что вмещающие породы, так же как и анортозиты, затронуты процессами гранитизации.

В Имангакитском массиве в северном направлении чарнокитоиды сменяются мигматитами с прослоями амфиболовых гнейсов и амфиболитов, которые, в свою очередь, постепенно переходят в биотитовые и гастингситовые гранито-гнейсы и сиенито-гнейсы (наблюдения Е. А. Панских). Мигматиты состоят из олигоклаза, микропертитового микроклина, гастингсита и биотита и характеризуются повышенными содержаниями темноцветных минералов, набор которых такой же, как и в чарнокитоидах. Различный характер перехода от чарнокитов к вмещающим породам, вероятно, связан с разной глубиной эрозионного среза отдельных тектонических блоков.

Анализ химического состава гранитизированных пород показывает, что при замещении анортозитов чарнокитоидами происходит последовательное увеличение содержаний кремнезема и калия, в то время как содержания натрия, глинозема и кальция закономерно уменьшаются. При гранитизации меланократовых пород происходит вынос железа, магния, титана. По С. П. Кориковскому и Г. Н. Баженовой [1967], эти изменения являются следствием кремне-калиевого метасоматоза.

Аналогичные процессы наблюдаются при воздействии более молодых сиенитов на анортозиты. Парагенезис измененных анортозитов в этом случае сходен с чарнокитоидным: пертитовый калиевый полевой шпат, пироксен, амфибол, гранат. У контакта с сиенитами образуются линзовидные тела апатитсодержащих кварц-амфиболовых метасоматитов с ильменитом и магнетитом с большим содержанием рудных компонентов, эти породы постепенными переходами связаны с анортозитами.

Таблица 5

Химический состав (в вес. %) амфиболов, биотитов и граната

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	42,30	45,34	42,30	44,90	42,10	44,60	38,53	39,70	39,30
TiO_2	1,20	2,36	2,05	0,23	2,04	1,81	5,28	3,85	0,18
Al_2O_3	13,45	12,17	11,20	11,80	12,00	11,20	16,55	16,90	21,30
FeO	13,25	11,82	18,70	15,70	14,10	14,50	17,57	17,80	31,80
MnO	Не опр.	Не опр.	0,17	0,15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,48
MgO	13,44	15,53	9,33	12,00	11,90	12,40	12,03	10,40	2,20
CaO	10,92	11,15	12,00	12,00	12,00	12,00	0,04	0,03	5,51
Na_2O	1,79	1,47	1,07	1,00	1,12	1,12	0,17	0,02	Не опр.
K_2O	1,65	1,52	0,45	1,27	1,89	1,55	9,77	9,56	»
Сумма	98,00	101,36	97,27	99,00	97,35	99,18	99,94	98,26	101,77
Si	6,55	6,67	6,15	6,20	6,57	6,81	3,02	3,14	3,07
Ti	0,14	0,26	0,22	0,02	0,28	0,21	0,31	0,22	0,01
Al	2,44	2,11	1,92	1,92	2,23	2,01	1,53	1,57	1,96
Fe	1,71	1,45	2,27	1,81	1,83	1,84	1,15	1,17	2,08
Mn	—	—	0,02	0,02	—	—	—	—	0,10
Mg	3,09	3,41	2,21	2,47	2,76	2,81	1,40	1,22	0,26
Ca	1,80	1,76	1,87	1,76	2,00	1,96	Нет	Нет	0,46
Na	0,53	0,42	0,30	0,13	0,34	0,33	0,03	»	—
K	0,32	0,29	0,08	0,17	0,37	0,29	0,98	0,96	—
Fe/(Fe+Mg)	35,6	29,8	52,9	42,3	39,8	39,5	45,0	48,9	89,0

Примечание. 1—6 — амфиболы (1 — обр. 201/5, 2 — обр. 200/3, 3 — обр. 264, 4 — обр. 65А, 5 — обр. 1088, 6 — обр. 1093): 1—3 — лабрадориты, 4—6 — андезиниты; 7, 8 — биотиты из андезинитов (7 — обр. 68, 8 — обр. 1099); 9 — гранат, обр. 85/3, чарнокит.

Места отбора образцов указаны в табл. 3, 4; содержания минералов спессартина, гроссуляра, альмандина, пиропа в гранате составляют 3,5; 15,9; 71,8; 8,8% соответственно. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе *MS-46 «Cameca»*, аналитики С. Е. Борисовский, Е. Е. Абрамова; расчет формульных количеств по кислороду.

Следует отметить, что взаимоотношения анортозитов и чарнокитов — проблема, которая издавна обсуждается геологами. Существуют мнения о том, что чарнокиты образуются за счет анортозитов при гранитизации, и о том, что чарнокиты, мангериты и другие кислые породы, ассоциирующие с анортозитами, являются членами единой дифференцированной серии анортозит — гранит. В случае Каларского массива существенным представляется то, что чарнокиты встречаются только по периферии анортозитовых массивов и в некоторых случаях постепенными переходами связаны с вмещающими породами.

Однако имеется ряд фактов, указывающих на магматическую природу некоторых типов чарнокитов. Такие породы, сложенные кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и клино- и ортопироксенами, встречаются в районе оз. Мадан-Мукит (Имангакитский массив). В них обнаружены ксенолиты двупироксеновых кристаллических сланцев с отчетливо выраженным контактовым воздействием чарнокитов на основные породы. В самих чарнокитах встречаются единичные зерна оливина, а кристаллы цирконов обладают значительным удлинением, хорошо выраженными призматическими гранями и по морфологии существенно отличаются от изометричных цирконов из анортозитов. Эти данные позволяют высказать предположение о том, что в анортозитовой ассо-

циации Каларского массива наряду с кислыми породами, образовавшимися при гранитизации анортозитов, имеется и серия магматических разностей. Для расчленения комплекса гранитоидов, ассоциирующих с анортозитами, данных пока недостаточно.

Петрохимия и геохимия анортозитовой ассоциации

Каждый из типов пород анортозитовой ассоциации Каларского массива характеризуется вполне определенной петрохимической спецификой (табл. 6). Для лабрадоритов характерны повышенные содержания Al_2O_3, достигающие 29—30%, и низкие содержания K_2O. При метаморфизме и перекристаллизации этих пород происходит образование андезинитов. При этом наблюдается привнос щелочей (в первую очередь натрия), кремнезема, происходит вынос алюминия и кальция. При замещении анортозитов чарнокитоидами увеличиваются содержания кремнезема и калия, уменьшаются концентрации глинозема и кальция. При диафторезе не наблюдается столь значительного привноса калия, как при гранитизации, однако заметно общее снижение содержаний Al_2O_3, CaO и некоторое увеличение количества MgO. Между лейкократовыми и меланократовыми породами существуют постепенные переходы, что выражается в закономерном увеличении фемических компонентов и в уменьшении фельзических в ряду анортозит — габбро-норито-анортозит — габбро-норит. На диаграмме *AFM* точки составов каларских анортозитов попадают в поле составов известково-щелочных серий (рис. 5), существенно отличаясь как от серий расслоенных базитовых интрузий, так и от субплатформенных анортозитов повышенной магнезиальностью.

Для анортозитов Каларского массива характерны сильные вторичные изменения, такие, как перекристаллизация и диафторез. Разнообразие процессов, меняющих состав и облик анортозитов, не позволяет в некоторых случаях однозначно решить вопрос об их образовании. Так, наряду с мнением об их магматическом образовании [Суханов, Панских, 1981], существуют представления об образовании анортозитов Калара в результате метасоматических процессов, которые объединяются под общим названием «анортозитизация». При этом предполагается, что возникновение анортозитов происходит вследствие развития плагиоклаза по метаморфическим породам.

По-видимому, следующие факты могут указывать на магматическое происхождение анортозитов: наличие расслоенности (полосчатые и ритмично-полосчатые текстуры пород), офитовые, субофитовые структуры лабрадоритов, зональные кристаллы лабрадора, структуры распада твердого раствора в пироксенах. Структурное положение Каларского массива также не согласуется с метасоматической гипотезой его образования: наблюдения в зоне северного контакта Куронаахского массива указывают на дискордантное положение массива по отношению к структурам вмещающих толщ (субширотное простирание грубой слоистости анортозитового комплекса и субмеридиональное простирание архийских гранулитов курультинской серии). Аналогичные особенности характера залегания анортозитов отмечаются и другими исследователями [Быховер, Лаврович, 1980].

Кроме того, исследования, проведенные автором совместно с Н. Г. Богдановой, М. С. Марковым, Н. Б. Заборовской и М. Ю. Хотиным, по изучению контактовых пород Геранского анортозитового массива, которые ранее рассматривались как зона анортозитизации, показали, что эти полиминеральные породы с кордиеритом являются термально

Таблица 6. Химический состав (в вес. %) главных разновидностей пород Каларского анортозитового массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	51,62—54,14 / 52,49	54,01—56,90 / 55,08	53,76—53,99 / 53,87	50,96—55,99 / 53,41	49,85—54,52 / 52,57	47,66—50,64 / 48,48	61,80—73,77 / 66,26
TiO_2	0,11—0,22 / 0,15	0,10—0,49 / 0,24	0,18—0,19 / 0,18	0,12—0,19 / 0,16	0,25—2,24 / 0,84	0,36—1,90 / 1,23	0,19—1,22 / 0,76
Al_2O_3	25,64—29,75 / 27,92	23,36—27,44 / 25,25	26,21—27,60 / 26,90	22,67—25,38 / 24,13	19,35—25,17 / 22,92	14,13—18,47 / 15,99	12,72—15,85 / 13,99
Fe_2O_3	0,28—1,80 / 0,64	0,00—2,27 / 1,02	0,00—1,32 / 0,66	0,88—1,49 / 1,20	0,59—4,46 / 2,17	1,52—2,06 / 1,83	0,86—2,75 / 1,99
FeO	0,22—1,39 / 0,77	0,40—2,23 / 1,25	1,46—1,60 / 1,53	0,19—3,23 / 1,82	0,69—5,06 / 3,88	5,60—10,58 / 9,38	0,60—8,16 / 4,12
MnO	0,00—0,04 / 0,02	0,00—0,22 / 0,04	0,00—0,02 / 0,01	0,01—0,07 / 0,06	0,03—0,12 / 0,08	0,08—0,17 / 0,12	0,60—0,20 / 0,09
MgO	0,35—1,29 / 0,60	0,19—1,48 / 0,78	0,21—1,95 / 1,16	0,39—4,37 / 2,10	0,24—4,94 / 2,52	6,89—10,11 / 7,99	0,30—1,93 / 1,06
CaO	10,38—12,80 / 11,69	7,88—11,08 / 9,69	9,94—11,04 / 10,49	7,63—10,65 / 9,70	8,28—9,85 / 9,25	9,11—12,21 / 10,94	1,25—5,20 / 3,49
Na_2O	3,58—4,52 / 4,15	4,42—6,01 / 5,06	4,52—5,07 / 4,79	2,87—6,02 / 4,79	3,64—5,62 / 4,54	1,83—2,33 / 2,02	2,39—4,25 / 4,06
K_2O	0,37—0,80 / 0,52	0,33—1,79 / 0,064	0,56—0,61 / 0,58	0,10—0,73 / 0,40	0,23—1,11 / 0,57	0,48—2,84 / 1,53	0,44—5,68 / 3,48
$H_2O^+ + H_2O^-$	0,09—0,55 / 0,39	0,18—1,38 / 0,51	—	0,94—1,24 / 0,85	0,24—1,15 / 0,45	0,26—0,65 / 0,38	0,30—1,98 / 0,78
CO_2	0,00—0,11 / 0,05	0,00—0,07 / 0,01	—	—	0,00—0,06 / 0,03	0,05—0,27 / 0,10	0,00—0,05 / 0,04
P_2O_5	0,01—0,09 / 0,05	0,00—1,28 / 0,17	—	0,00—0,04 / 0,02	0,02—0,05 / 0,02	0,08—0,22 / 0,12	0,13—0,23 / 0,14
n	15	14	3	8	13	6	8

Примечание. 1 — лабрадориты; 2 — андезиниты; 3 — андезиниты с реликтами лабрадора; 4 — диафторированные анортозиты (олигоклазиты); 5 — габбро-норито-анортозиты; 6 — габбро-нориты; 7 — чарнокитоиды.
В числителе — предельные содержания, в знаменателе — средние значения из общего количества анализов, указанных в последней строке (*n*).

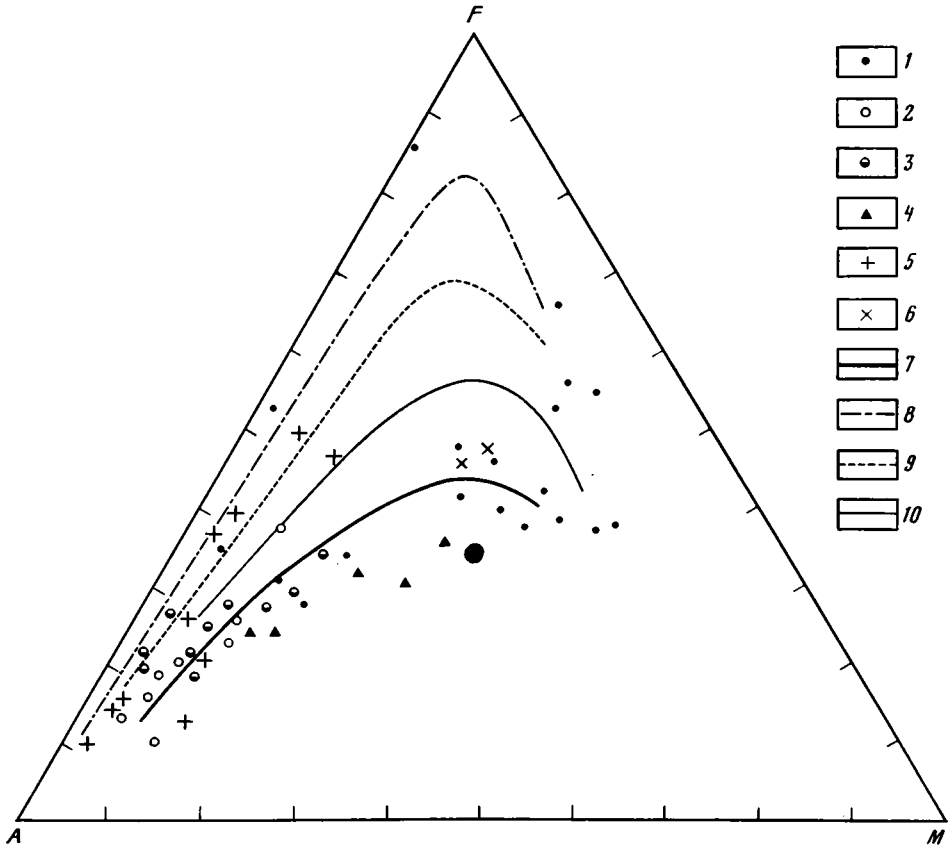


Рис. 5. Диаграмма *AFM* анортозитовой ассоциации Каларского массива

1 — габбро-норито-анортозиты, габбро-нориты; *2* — лабрадориты; *3* — андезиниты и породы, переходные от андезинитов к лабрадоритам; *4* — диафторированные анортозиты; *5* — чарнокитоиды; *6* — вмещающие метаморфические породы; *7—9* — тренды эволюции химического состава пород: *7* — каларской анортозитовой ассоциации, *8* — Скергаардской интрузии по Л. Уэйджеру и Р. Брауну [1970], *9* — субплатформенных анортозитовых комплексов Восточно-Европейской платформы; *10* — линия раздела толеитовой (выше линии) и известково-щелочной (ниже линии) серий [Irvin, Baragar, 1971]

измененными гранулитами, своеобразными роговиками из экзоконтакта анортозитового массива. Помимо высокой железистости сосуществующих кордиерита, граната и гиперстена, об этом свидетельствует обнаружение осумилита — минерала-индикатора высоких температур и сравнительно низких давлений. Аналогичная минеральная ассоциация была обнаружена в контактовом ореоле комплекса Найн на п-ове Лабрадор [Berg, 1977].

О магматическом генезисе анортозитовых пород Калара свидетельствует и характер распределения таких элементов, как Ni и Cr, концентрации которых соотнесены с коэффициентом *mg* по П. Ниггли (рис. 6). Установленная зависимость по Б. Лику [Leake, 1969], близкая к линейной, указывает на образование изученных пород в процессе магматической дифференциации. Для сравнения приведены тренды изменения концентраций Ni и Cr для анортозитов Восточных Гат (Индия) и анортозитов Анабарского щита, для которых имеются аналогичные данные [Ramakrishnan et al., 1978; статья М. К. Суханова в данном сборнике].

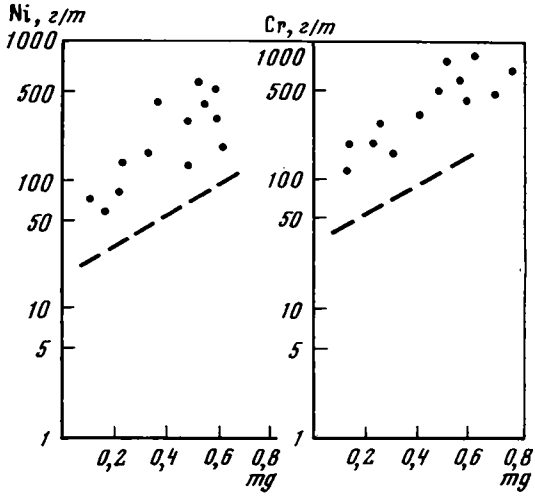


Рис. 6. Зависимость содержаний Ni и Cr от коэффициента *mg* по П. Ниггли в породах анортозитовой ассоциации Каларского массива

Пунктир — тренд анортозитов Индийской платформы

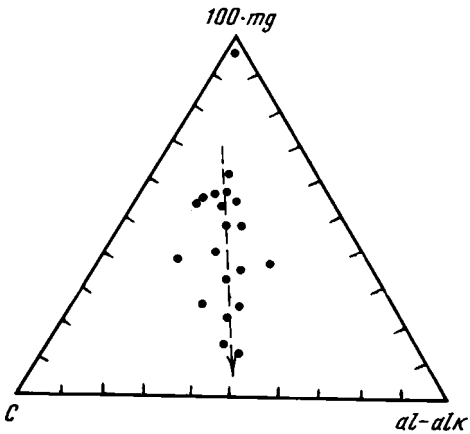


Рис. 7. Диаграмма *C*—100·*mg*—(*al*—*alk*) коэффициентов П. Ниггли для пород каларской анортозитовой ассоциации

Пунктир — тренд дифференциации магматической серии

Анортозитовые породы магматического происхождения и обогащенные плагиоклазом породы другого генезиса различаются и по корреляции некоторых петрогенных элементов. Для этого может быть использована диаграмма, построенная по коэффициентам П. Ниггли *C*—100·*mg*—(*al*—*alk*). По данным М. Рамакришнана с соавторами [Ramakrishnan et al., 1978], фигуративные точки метаосадочных и магматических пород на этой диаграмме занимают различное положение. Точки, выражающие составы обогащенных алюминием осадочных пород, располагаются в правом углу диаграммы, а обогащенных кальцием — в левом. Тренд серии магматических пород, образовавшихся при дифференциации, занимает вертикальное положение, в общем виде он несколько смещен влево относительно вершины треугольника и направлен к его основанию. Точки составов пород анортозитовой ассоциации Каларского массива располагаются согласно с трендом дифференцированной магматической серии (рис. 7), за исключением некоторых метасоматически измененных пород..

Особый интерес представляет химизм породообразующих минералов автономных анортозитовых комплексов. Так, изучение характера изменения составов пироксенов по разрезу Геранского анортозитового массива позволило Н. Г. Богдановой [1979] установить признаки скрытой расслоенности. Аналогичные исследования были проведены для Каларского массива. На диаграмме (рис. 8) показано изменение составов пироксенов каларских анортозитов по разрезу. Бóльшая часть точек концентрируется в левом верхнем углу диаграммы, сравнительно железистые моноклинные пироксены не обнаружены. Таким образом, на Каларском массиве устанавливается только первая половина пироксенового тренда, свойственного расслоенным базитовым

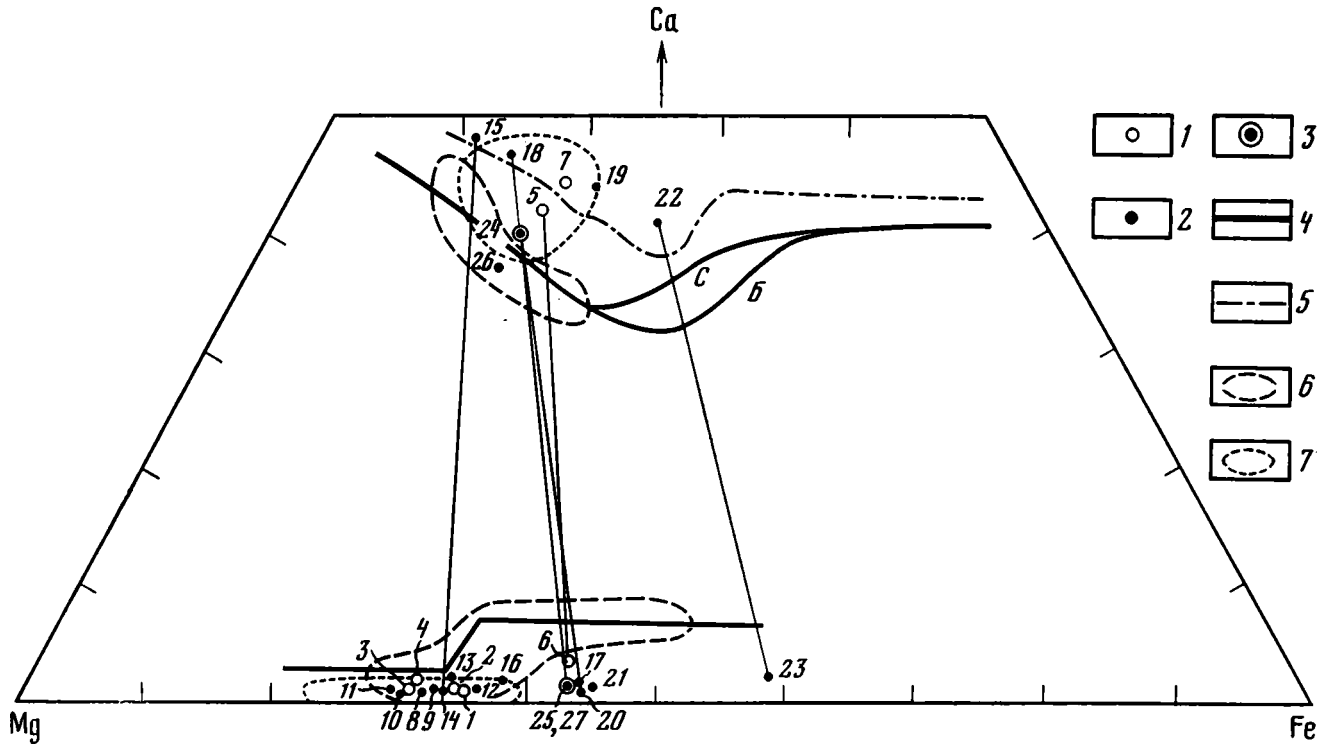


Рис. 8. Диаграмма Mg—Ca—Fe пироксенов пород каларской анортозитовой ассоциации

1 — лабрадориты; *2* — андезиниты; *3* — чарнокиты; *4, 5* — тренды изменения состава пироксенов: *4* — расслоенных базитовых интрузий (*Б* — Бушвельдской, *С* — Скергаардской по Л. Уэйджеру и Р. Брауну [1970]), *5* — Джугджурского массива по Н. Г. Богдановой [1979]; *6, 7* — поля составов пироксенов из анортозитовых массивов: *6* — Джугджурского по А. М. Пенникову, *7* — Анабарского щита по данным автора

Таблица 7

Содержание (в г/т) редкоземельных элементов в лабрадорите и габбро-норите Каларского массива

Номер образца	Порода	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
946-3	Габбро-норит	6,1	<10	1,2	0,51	<0,98	0,51	<0,083
201-11	Лабрадорит	2,7	<10	0,39	0,65	<0,14	<0,36	0,05

Примечание. Анализы выполнены нейтронно-активационным методом в лаборатории ИМГРЭ.

интрузиям, однако заметно некоторое увеличение железистости пироксенов от подошвы к кровле. Тренд, отражающий эволюцию составов пироксенов автономных анортозитов, в целом параллелен тренду расслоенных интрузий, но несколько смещен в более кальциевую область. Это сближает автономные анортозиты и расслоенные комплексы, но в то же время может свидетельствовать о различных составах родоначальных магм этих комплексов.

Изотопные исследования указывают на первичную магматическую природу каларских анортозитов и позволяют сделать некоторые предположения о месте зарождения исходных расплавов. Анализ данных по распределению тяжелого изотопа кислорода в плагиоклазах различных анортозитовых ассоциаций, проведенный О. А. Богатиковым [1979], показывает значительное сходство в содержании ^{18}O в различных габброидах Земли, стратиформных анортозитах, анортозитах Коростеньского плутона и анортозитах Каларского массива. Эти значения (6—8 $\delta^{16}O$‰) существенно отличаются от значений, характерных для плагиоклазов метаморфических пород (10—14 $\delta^{16}O$‰) и сильно метаморфизованных анортозитов типа Адирондакского массива (7—10 $\delta^{16}O$‰).

Подтверждением магматического генезиса анортозитов Каларского массива являются и низкие значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$.

О кумулятивной природе лабрадоритов Каларского массива свидетельствуют и данные по редкоземельным элементам (табл. 7). Содержания редкоземельных элементов в лабрадорите, нормализованные по хондритовым, проявляют отчетливый европиевый максимум.

Характерные особенности анортозитовой ассоциации Каларского массива

Докембрийские автономные анортозиты разделяют на две крупные группы [Богатиков, 1979]. Это анортозиты субплатформенного типа, для которых характерна тесная ассоциация основных пород с гранитами рапакиви, и так называемые анортозиты ранних этапов развития Земли, примером которых может служить анортозитовая ассоциация Каларского массива. Главные особенности каждой из этих двух групп анортозитов хорошо видны при их сравнении: радиологический возраст 1,8—1,5 млрд. лет для субплатформенных и более 2 млрд. лет для анортозитов ранних этапов развития Земли, метаморфизм того или иного типа более древних анортозитов и участие их в складчатости, анортозиты субплатформенного типа, несмотря на свой сравнительно древний возраст, являются малоизмененными породами. Кроме того, анортозиты субплатформенного типа характеризуются повышенной по сравнению

с более древними анортозитами железистостью пород и слагающих их минералов.

Среди анортозитов ранних этапов развития Земли также выделяется несколько типов, главным образом по характеру метаморфизма. Специфика Каларской анортозитовой ассоциации заключается прежде всего в наличии нескольких типов анортозитовых пород, различающихся по составу плагиоклаза. Это лабрадориты, андезиниты и олигоклазиты. Присутствие диафторированных анортозитов типа олигоклазитов характерно для многих массивов автономных анортозитов, однако образование андезина по первичному лабрадору отмечается лишь для некоторых.

Перекристаллизация плагиоклазовых пород является характерным процессом изменения анортозитов ранних этапов развития Земли. Однако в одних случаях в результате этого процесса происходит раскисление плагиоклаза, а в других — образование более основного плагиоклаза, как это, например, наблюдается в анортозитовых комплексах Анабарского щита. В пределах Восточно-Азиатского пояса Каларский массив резко отличается от других столь же крупных массивов автономных анортозитов — Геранского и Лантарского прежде всего широким развитием андезинитов. Важной особенностью этой анортозитовой ассоциации является наличие краевого меланократового комплекса и элементов расслоенности. Эти признаки довольно хорошо выражены в слабо измененных массивах типа Геранского и затушеваны процессами метаморфизма в Каларском. Уникальность Каларского массива заключается в низких величинах отношений изотопов стронция, что может свидетельствовать о наиболее древнем возрасте слагающих его пород.

Особое значение в вопросе генезиса автономных анортозитов придается составу родоначальной магмы. Возможность кристаллизации этих пород из базальтовой, андезитовой (или кварц-диоритовой) и габбро-анортозитовой магм подтверждается экспериментальными данными. Материалы по петрологии и геохимии анортозитовых комплексов Прибалтийской и Украинской анортозитовых провинций, характерной особенностью которых является тесная ассоциация с гранитами рапакиви, свидетельствуют в пользу образования анортозитов данной ассоциации при кристаллизационной дифференциации андезитового расплава.

Однако средние составы, анортозитовых ассоциаций ранних этапов развития Земли, подсчитанные разными авторами, более всего отвечают высокоглиноземистому базальту. Кислые породы, ассоциирующие с анортозитами, ввиду проблематичности их образования при таких расчетах чаще всего не учитываются. При учете этих разностей средний состав комплексов будет более отвечать породе основного состава с очень высоким содержанием глинозема, так как в древних анортозитовых ассоциациях кислые члены составляют незначительную часть. Средние составы, аналогичные другим древним анортозитовым ассоциациям, были получены для Каларского массива (табл. 8). Расчеты проводились с учетом площадного распространения различного типа пород отдельно для краевого и центрального комплексов и для массива в целом (без учета чарнокитоидов из-за трудностей их расчленения).

Средний состав Каларской анортозитовой ассоциации хорошо согласуется со средними составами Джугджурского [Ленников, 1979], Адирондакского [Baddington, 1939] массивов и массива Морин [Papezik, 1965] и отвечает высокоглиноземистому базальту. Для сравнения приведены составы реально существующих высокоглиноземистых расплавов — лав и пород дайковой серии. Эти породы обнаруживают большое сходство со средними составами автономных анортозитовых ассоциаций по

Таблица 8

Средний химический состав (в вес. %) некоторых анортозитовых массивов и природных высокоглиноземистых магматических расплавов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	50,51	52,11	51,71	52,83	53,98	53,21	51,55	53,40	47,53	51,38	55,79	47,09
TiO_2	0,90	0,46	0,57	1,14	0,26	0,85	0,57	0,77	0,71	0,68	0,60	1,28
Al_2O_3	20,45	25,22	24,03	22,83	24,28	23,31	24,44	23,93	23,73	20,98	23,18	20,20
Fe_2O_3	1,77	1,21	1,35	2,00	1,20	1,73	1,82	0,91	5,22	3,63	4,19	1,81
FeO	5,50	2,56	3,29	3,15	2,34	2,88	3,21	3,02	3,93	6,41		6,45
MnO	0,08	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	—	0,15	0,08	0,05	0,16
MgO	4,87	1,91	2,65	2,38	3,02	2,59	2,89	1,88	2,37	3,11	1,33	5,95
CaO	10,58	10,88	10,80	9,79	9,66	9,75	9,76	9,85	12,34	9,45	9,01	10,62
Na_2O	3,20	4,05	3,83	4,25	4,12	4,20	3,45	4,17	1,89	2,73	4,93	1,19
K_2O	0,41	0,52	0,49	0,75	0,60	0,70	0,47	0,80	0,13	0,45	0,90	0,05

Примечание. 1—3 — Каларский массив: 1 — краевая фация из расчета: габбро-нориты 50%, габбро-норито-анортозиты 30%, анортозиты — лабрадориты 20%, 2 — центральная фация из расчета: габбро-нориты 10%, габбро-норито-анортозиты 30%, анортозиты — лабрадориты 60%, 3 — массив в целом из расчета: краевая фация 25%, центральная фация 75%; 4—6 — массив Морин: 4 — фация Моув [Papezik, 1965], 5 — фация Честей [Papezik, 1965], 6 — массив в целом [Papezik, 1965]; 7 — Джугджурский массив [Ленников, 1979]; 8 — массив Адирондак [Buddington, 1939]; 9 — высокоглиноземистый базальт современного вулкана Японии [Kawano, Aoki, 1959]; 10 — кеннингит из дайки на о-ве Парамушир, Курильские острова [Сергеева, 1963]; 11 — лейконорит из дайки, секущей основные гранулиты в районе комплекса Найн, п-ов Лабрадор [Wiebe, 1978]; 12 — высокоглиноземистый базальт из дайки, секущей филлитовидные сланцы Центрального Кавказа (по материалам автора).

содержанию алюминия, кальция, щелочей и суммарному содержанию фемических компонентов (за исключением лейконорита дайки комплекса Найн) и отличаются более низкими содержаниями кремнезема и большей железистостью.

В заключение следует отметить, что многие перечисленные особенности Каларской ассоциации указывают на ее принадлежность к мангерит-габбро-анортозитовой — одной из типичных анортозитовых ассоциаций ранних этапов развития Земли, отличающихся от более поздних преобладанием основных пород над кислыми.

Литература

Баженова Г. Н. К вопросу об образовании анортозитов Каларского массива.— Бюл. МОИП. Отд. геол, 1960, № 6, с. 135—136.

Баженова Г. Н. Геологическое положение и строение Каларского анортозитового массива.— Геология и геофизика, 1964, № 11, с. 124—133.

Баженова Г. Н. Состав газово-жидких включений в анортозитах и ассоциирующих с ними чарнокитах Каларского массива как показатель условий метаморфизма.— Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 1, с. 198—200.

Баженова Г. Н. Анортозиты Каларского массива.— В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 85—99.

Бобин Е. С. Геологические исследования в Олекма-Каларском районе.— Тр. ВГРО, 1933, вып. 271, с. 25—52.

Богатиков О. А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.

Богданова Н. Г., Лаврентьев Ю. Г. Пироксены Джугджурского анортозитового массива.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1232—1234.

Богданова Н. Г., Тронева Н. В., Заборовская Н. Б. и др. О первой находке метаморфического осумилита в СССР.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 690—693.

Быховер В. Н., Лаврович Н. Н. Новые данные о Каларском массиве анортозитов (Восточная Сибирь).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 2, с. 17—26.

Гаврилов В. В. Апатитовые руды Джугджурского плутона.— Геология руд. месторождений, 1975, № 2, с. 74—77.

Дагелайская И. Н., Мошкин В. Н. Петрология зон анортозитизации в докембрии Алдано-Станового щита.— Зап. ВМО. Сер. 2, 1977, ч. 106, вып. 6, с. 673—685.
Ефремов А. П. Геологический очерк Олекмо-Тындинского района.— В кн.: Материалы по геологии Северо-Байкальского нагорья и Олекминского Становика. М.: Изд-во АН СССР, 1935, вып. 2, с. 14—71.
Кориковский С. П., Баженова Г. Н. Взаимоотношения чарнокитов с анортозитами Каларского массива (Олекмо-Витимское нагорье).— Докл. АН СССР, 1965, с. 165, № 5, с. 447—450.
Лебедев А. П. Петрографический очерк Олекмо-Тындинского района (бассейн рек Нюкжи и Геткан).— В кн.: Материалы по геологии Северо-Байкальского нагорья и Олекминского Становика. М.: Изд-во АН СССР, 1935, вып. 2, с. 72—118.
Ленников А. М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 169 с.
Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1964. 127 с.
Лутц Б. Г. Анортозиты Анабарского щита.— В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 70—84.
Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Мангушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 258 с.
Мошкин В. Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджур.— В кн.: Докембрий восточных районов СССР. Л.: Наука, 1961, с. 39—70 (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 59).
Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Габбро-анортозитовый комплекс Украинского кристаллического массива.— В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 48—56.
Панских Е. А., Суханов М. К. Геологическое строение, петрология и рудоносность анортозитовых массивов Дальнего Востока СССР.— В кн.: Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982, с. 138—158.
Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1976. 285 с.
Рудник В. А., Соботович Э. В. Последовательности геологических событий в докембрии Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 3, с. 690—693.
Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф. Габбро-анортозиты интрузивного массива мыса Ферсмана на о. Парамушир (Курильские острова) и некоторые вопросы их генезиса.— Тр. Сах. КНИИ СО АН СССР, 1963, вып. 15, с. 36—45.
Ступникова Н. И., Зыков С. И., Тугаринов А. И. К геохронологии юга Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 1, с. 21—36.
Суханов М. К., Панских Е. А. Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива (Восточное Забайкалье).— В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981, с. 289—308.
Уэйджер Л., Браун Р. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
Шемякин В. М., Шуркин К. А. Чарнокитовые комплексы восточной части Балтийского щита.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 225—231.
Юдин Б. А. Габбро-лабрадориты Кольского полуострова.— В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 21—29.
Anderson T. jun., Morin M. Two types of massif anothosites of the crust. N. Y. State Mus. and Sci. Serv. Mem., 1969, vol. 18, p. 57—69.
Berg J. H. Dry granulite assamblages in the contact aureoles of the Nain complex, Labrador.— Contribs Mineral. and Petrol., 1977, vol. 64, p. 33—52.
Bohlen S. K., Essen E. J. Ignious pyroxenes from metamorphosed anorthosite massivs.— Contribs Mineral. and Petrol., 1977, vol. 64, p. 433—442.
Buddington A. F. Adirondack ignious rocks and their metamorphism.— Geol. Amer. Mem., 1939, vol. 7, p. 342.
Irvin T. N., Baragar W. R. A guide to the chemical classification on the common volcanic rocks.— Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, N 5, p. 523—548.
Leake B. E. The discrimination of ortho and para charnoritik rocks, anorthosites and amphibolites.— Ind. Miner., 1969, vol. 10, p. 89—104.
Kawano Y., Aoki K. Some anorthosite bearing basic volcanic rocks in Japan.— J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol., 1959, vol. 43, N 6, p. 275—281.
Papezik V. S. Geochemistry of some Canadian anorthosites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1965, vol. 29, N 6, p. 673—710.
Ramakrishnan M., Viswanatha M. N., Chayapathi N., Narayanan Kutty T. R. Geology and geochemistry of anorthosithes of Karnataka craton and their tectonic significance.— J. Geol. Soc. India, 1978, vol. 19, N 3, p. 115—134.
Ross M., Huebner J. S. A pyroxene geotermometer based on composition temperature relationships of naturally oceuring orthoproxene pigonite and augite.— In: Internal Geoterm. Geobarom. Exented Abstrs. Philadelphia Penn. St. Univ., 1975, p. 169.
Wiebe T., Robert A. Anorthosite and associated plutons southern Nain complex. Labrador.— Canad. J. Earth Sci., 1978, vol. 15, N 8, p. 1326—1340.

УДК 552.321.5(235.34)

Н. Г. БОГДАНОВА

СТРОЕНИЕ ГЕРАНСКОГО АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА (Алданский щит, Становой хребет)

Геологическое положение Геранского массива

Вдоль южной окраины Алданского щита в субширотном направлении протягивается пояс автономных анортозитовых массивов. На восточном конце пояса располагаются очень крупные Джугджурские массивы (Геранский и Лантарский) и более мелкие Сехтагский и Кунь-Маньенский. На западной окраине находится крупный Каларский массив. Большинство массивов располагается вблизи Станового разлома — границы двух крупнейших структурных зон: собственно Алданского раннеархейского щита и области его позднеархейского—раннепротерозойского обрамления — Становой зоны.

Юго-восточный борт Алданского щита представляет собой крупную моноклиналь, наклоненную на север и сложенную раннеархейским гнейсо-гранулитовым тимптоно-джелтулинским комплексом (рис. 1). Примыкающий здесь к щиту участок Становой зоны сложен смятым в субширотные складки позднеархейским—раннепротерозойским становым комплексом, состоящим из амфиболовых сланцев и гнейсов. Среди пород станового комплекса присутствуют тектонические блоки моноклинально наклоненных на север амфиболизированных раннеархейских гнейсо-гранитов (курультино-гонамский, чогарский комплексы) [Карсаков, 1978].

Геранский анортозитовый массив представляет собой мощную пластину, залегающую согласно со слоистыми породами раннеархейского тимптоно-джелтулинского комплекса. В современном эрозионном срезе массив представляет собой вытянутое вдоль границы щита в субширотном направлении тело. Размеры его 30—35×100—115 км.

Массив располагается главным образом на юго-восточной окраине Алданского щита и ограничивается с юга Становым разломом. Породы массива, попадающие в зону разлома, претерпели бластомилонитизацию и воздействие высокотемпературного амфиболитового метаморфизма станового времени [Карсаков, 1978]. На западе анортозиты прорываются мезозойскими гранитами, на севере — протерозойскими гранитами и сиенитами Улаканского массива, на востоке перекрываются мезозойскими вулканитами (см. рис. 1)

Строение Геранского анортозитового массива

Геранский массив состоит из пород двух фаз — главной и краевой. Породы главной фазы слагают бóльшую часть массива и занимают главным образом средний и верхний горизонты слоистой анортозитовой пластины (рис. 2, см. рис. 1). В современном эрозионном срезе породы главной фазы составляют 80—85% всех пород и занимают центральную и северную части массива. Главная фаза включает в себя три комплекса пород: нижний — лейкократовый (анортозитовый), средний — меланократовый (габбро-норит-норитовый), верхний — лейкократовый (анортозитовый) (см. рис. 2). Нижний комплекс представляет собой нижнюю часть разреза главной фазы и имеет видимую мощность примерно 3—4 км. Он слагает небольшой участок на юго-западной окраине (в придонной части) массива, а главным образом занимает южную и центральную

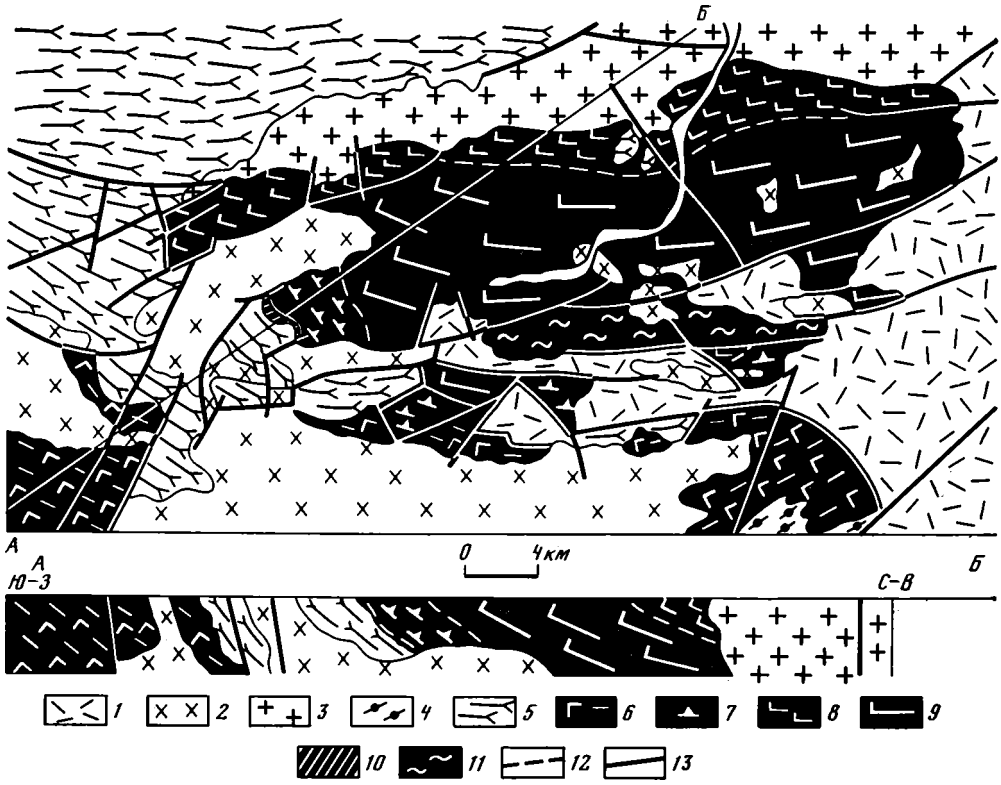


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Геранского анортозитового массива

1 — мезозойско-кайнозойские осадочно-вулканогенные образования; *2* — мезозойские граниты; *3* — протерозойские гранитоиды (улканский комплекс); *4* — раннепротерозойские — позднеархейские амфиболиты, амфиболовые сланцы и гнейсы (становая серия); *5* — раннеархейские основные кристаллические сланцы, гнейсы и гранито-гнейсы (тимптоно-джелтулинский и чогарский комплексы); *6*—*11* — раннепротерозойские — раннеархейские магматические образования: *6* — амфиболизированные габброиды и пироксениты, *7* — руды, пироксениты, перидотиты, габброиды краевой фазы, *8* — рудные и безрудные пироксениты, габбро-нориты, анортозиты среднего меланократового комплекса главной фазы, *9* — анортозиты и габбро-нориты лейкократовых комплексов главной фазы, *10* — нориты, габбро-нориты, анортозиты нижней эндоконтактовой зоны, *11* — зоны диафторитов; *12* — границы комплексов внутри Геранского массива; *13* — разломы

части поля пород главной фазы. Здесь он обнажается в виде полосы шириной 20—25 км, вытянутой по простиранию массива. Нижний комплекс сложен наклоненными на север чередующимися слоями крупнозернистых анортозитов и габбро-норитов (рис. 3). Средний комплекс непрерывно надстраивает вверх слоистый разрез нижнего комплекса (см. рис. 2). Мощность его составляет 500—2000 м. Он располагается на северной окраине массива, между полем пород нижнего комплекса и улканскими гранитами. Комплекс занимает полосу шириной 6—7 км, вытянутую по простиранию массива [Гаврилов, Иванов, 1979]. Местами ширина выхода уменьшается до 800—900 м. Участками средний комплекс встречается внутри поля пород нижнего комплекса [Ленников, 1968].

Меланократовый комплекс состоит из переслаивающихся рудных и безрудных пироксенитов, перидотитов, габбро-норитов, норитов, анортозитов, редко титаномагнетит-ильменитовых руд. Слоистость его согласна со слоистостью нижнего комплекса [Ленников, 1968; Гаврилов, Иванов, 1979].

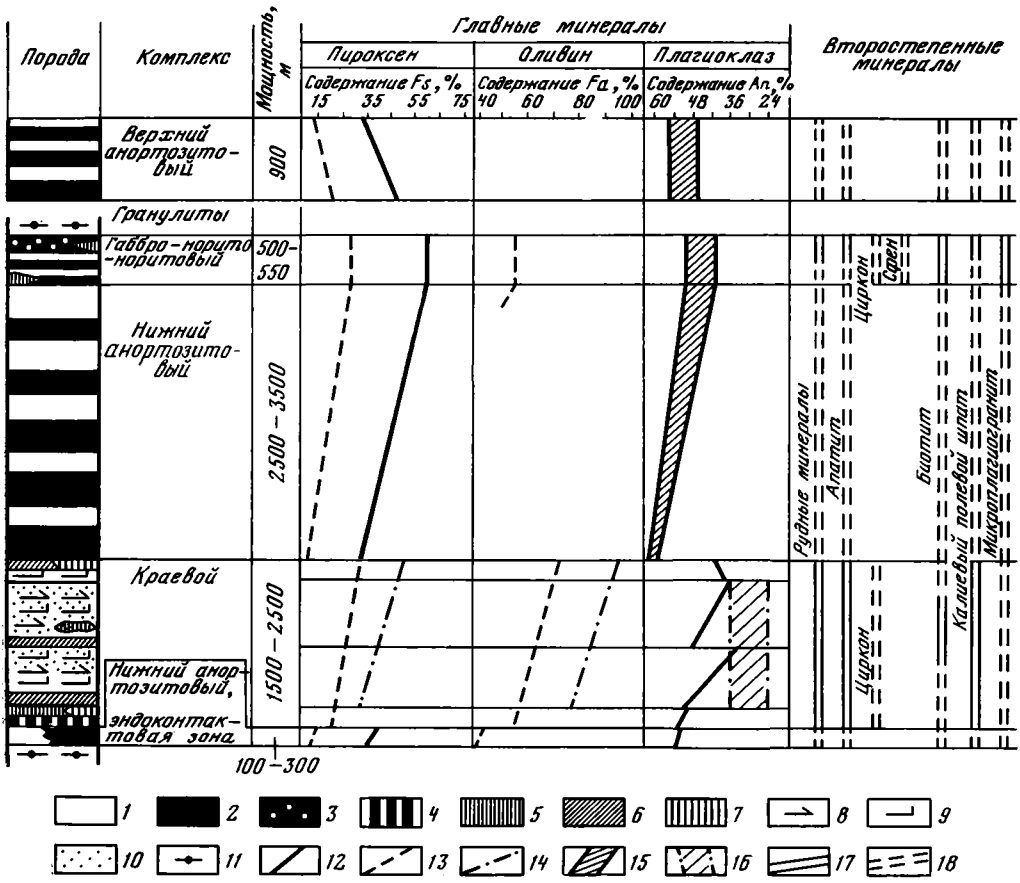


Рис. 2. Схематический геологический разрез Геранского анортозитового массива

1—3 — породы главной фазы: *1* — анортозиты, *2* — габбро-нориты, нориты, *3* — биотитовые габбро-нориты, нориты; *4—10* — породы краевой фазы: *4* — титаномагнетит-ильменит-апатитовые руды, *5* — оливиниты, *6* — пироксениты и перидотиты, *7* — троктолиты, *8* — габбро, *9* — анортозиты, *10* — сиенитизированные породы; *11* — гранулиты; *12—14* — изменение составов главных минералов в разрезе массива: *12* — ромбических пироксенов, плагиоклазов, *13* — моноклинных пироксенов, оливинов, *14* — моноклинных пироксенов, оливинов и сиенитизированных пород краевого комплекса; *15, 16* — области составов плагиоклазов: *15* — в породах главной фазы, *16* — в сиенитизированных породах краевого комплекса; *17, 18* — изменение концентраций минералов и минеральных ассоциаций в разрезе массива: *17* — 5—20%-ные содержания породообразующих минералов, *18* — 5%-ные содержания акцессорных минералов

Верхний, лейкократовый комплекс предположительно представляет собой самую верхнюю часть разреза главной фазы. Видимая мощность его 900 м. Он слагает тектонический блок размером 4×4 км в поле пород нижнего комплекса. Взаимоотношения его с двумя другими комплексами главной фазы не установлены. Этот комплекс сложен наклоненными на север чередующимися слоями крупнозернистых анортозитов и габбро-норитов (см. рис. 3). Слоистость его согласна со слоистостью нижнего комплекса.

В разрезах нижнего и верхнего анортозитовых комплексов различаются согласные между собой слоистость и микрослоистость (полосчатость) пород. Слои выделяются по резкому преобладанию лейко- или меланократовых пород (до 70—80% одноименных пород — анортозитов

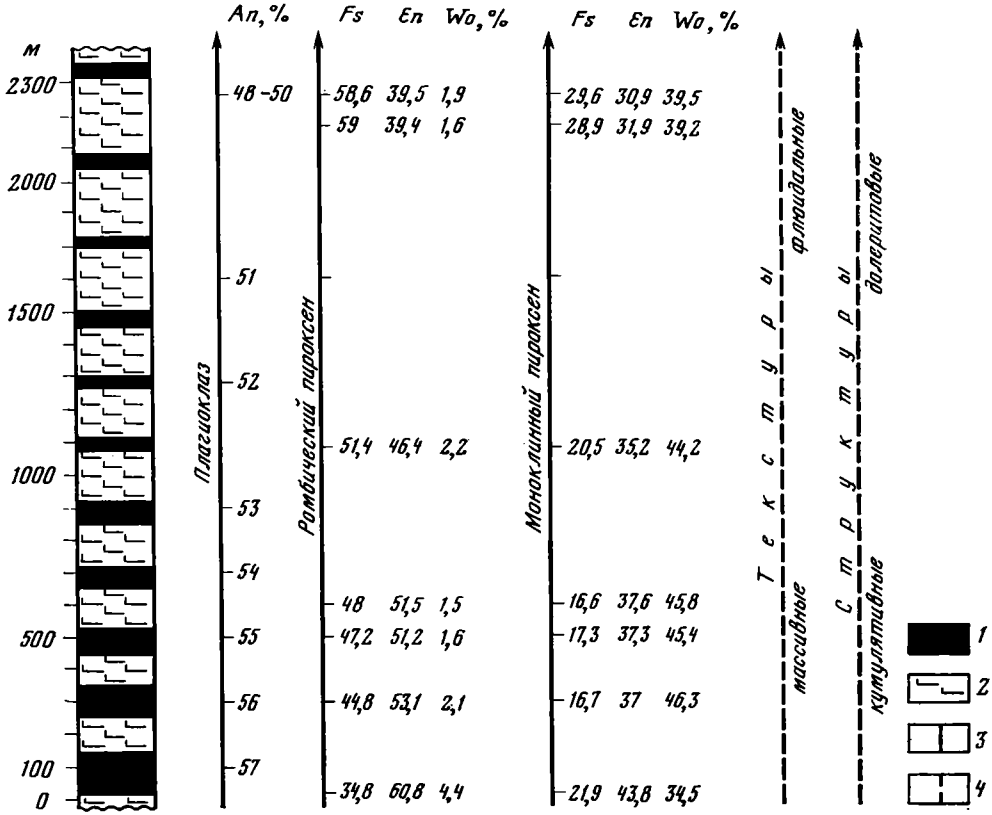


Рис. 3. Изменение составов породообразующих минералов, типов текстур и структур в разрезе нижнего анортозитового комплекса главной фазы

1 — габбро-норит; *2* — анортозит; *3*, *4* — линии изменения: *3* — составов породообразующих минералов, *4* — текстур и структур

или габбро-норитов — в одном слое). Мощность слоев — десятки — сотни метров, протяженность — километры—десятки километров. Обычно слои имеют с одной стороны резкую границу, а с другой — нерезкую и определенный порядок расположения лейко- и меланократовых пород. Микрослои имеют небольшие мощности (от 1 см до нескольких метров), не выдержаны по простиранию и не прослеживаются на большие расстояния. Микрослои различаются по составам преобладающих пород, по их структурам и текстурам: по форме минералов и их скоплений — шлиров, по наличию или отсутствию ориентировки и т. д. Границы микрослоев иногда резкие, чаще размытые.

Направления падения слоистости меняются от северо-западных через северные к северо-восточным (от 310 до 40°), а углы — от 10 до 35°. Слоистая анортозитовая толща образует квестообразный рельеф, распространенный на большой площади. Плоские поверхности рельефа сложены анортозитами, а промежутки между ними — габбро-норитами. Направление наклона плоских ступеней рельефа совпадает с направлением падения слоистости, углы наклона на 5—15° положе, чем у слоистости. Ориентировка микрослоистости, определяемая ориентировкой линейных текстур пород, совпадает со слоистостью. Углы наклона отдельных плоскоориентированных кристаллов и шлиров частично совпадают

с наклоном слоистости, а частично круче ее на 5—15°. Это может быть обусловлено либо локальными изменениями наклона линейности вблизи тектонических нарушений, либо течениями в застывающей магме в период кристаллизации анортозитов [Уэйджер, Браун, 1970].

Резкое изменение простираний в южной части массива происходит, по-видимому, из-за того, что этот участок попадает в зону интенсивного дробления, диафтореза и бластомилонитизации, связанных со Становым разломом.

Средний, меланократовый, комплекс имеет линзовидно-слоистое строение. Мощности слоев колеблются от нескольких сантиметров до десятков метров. Слои выделяются по характерному парагенезису минералов. Породы комплекса часто имеют трахитоидное строение [Гаврилов, Иванов, 1979]. Элементы залегания замеряются по границам слоев и по ориентировке породообразующих минералов и совпадают для разных типов измерений. Слоистый меланократовый комплекс залегает согласно с нижним, лейкократовым, комплексом и погружается на север и северо-запад под углами 20—70° [Ленников, 1968; М. К. Суханов, М. Ю. Хотин, устное сообщение].

Породы краевой (более поздней) фазы фактически слагают самую нижнюю часть видимого разреза Геранского анортозитового массива. В целом краевой комплекс подстилает разрез главной фазы и стратиграфически перекрывается нижним анортозитовым комплексом. Мощность его, по-видимому, составляет 1,5—2 км (см. рис. 2).

Краевой комплекс располагается на южной и юго-западной окраинах массива в виде полосы шириной 6—12 км, вытянутой в субширотном направлении (см. рис. 1) [Гаврилов, Иванов, 1979]. Краевая фаза состоит из переслаивающихся титаномагнетит-ильменит-апатитовых руд, рудных и безрудных оливинитов, пироксенитов, перидотитов, габбро, троктолитов, анортозитов, местами габбро-сиенитов и сиенитов. Иногда рудные тела секут разрез комплекса [Карсаков и др., 1977; Гаврилов, Иванов, 1979].

Краевой комплекс имеет линзовидно-слоистое строение [Карсаков и др., 1977]. Слои выделяются по характерному парагенезису минералов, не свойственному соседним слоям. Мощности слоев колеблются от нескольких сантиметров до десятков метров. Ориентированное положение минералов наблюдается локально, обычно в краевых частях комплекса. Ступенчатый рельеф в пределах распространения пород краевого комплекса не наблюдается. Элементы залегания в краевом комплексе пород замеряются по границам слоев (особенно рудных) и, редко, по ориентированным минералам. Элементы залегания по разным типам измерений совпадают. Слои наклонены на северо-северо-восток под углами 20—50° (углы наклона измерены только для юго-западного поля распространения краевого комплекса).

Взаимоотношения главной и краевой фаз внутри массива и соотношение геранских анортозитов с вмещающими породами. В юго-западной части массива (в междуречье Богидэ, Сороги и Уяна) краевой комплекс прорывает породы главной фазы и располагается между двумя полями пород нижнего анортозитового комплекса: между узкой полосой анортозитов, контактирующих с гранулитами, на западе и главным полем анортозитов на востоке. Элементы залегания слоистости главной и краевой фаз практически совпадают.

На южной окраине массива (реки Маймакан, Джана) породы краевого комплекса согласно погружаются под анортозиты главной фазы (направление падения север, северо-запад) [Гаврилов, Иванов, 1979]. Рвущий контакт главной и краевой фаз не описан.

Однообразные по всей площади массива элементы залегания указывают, что слоистые тела главной и краевой фаз залегают согласно. Краевой комплекс прорывает породы главной фазы в придонной части ее разреза (придонной части нижнего комплекса). По-видимому, при внедрении магма краевой фазы ассимилирует часть пород нижней части разреза главной фазы. При этом в юго-западной, придонной части массива участками сохраняются эндоконтактовая зона и самые низы разреза главной фазы (см. рис. 1, 2).

Ненарушенные контакты Геранского массива с породами рамы наблюдаются в двух участках: на юго-западной границе массива, на р. Богидэ, и на северной границе, на р. Быстрой. В первом случае с гранулитами, моноклинально наклоненными на северо-восток под углами 20—30° по контакту, ориентированному так же [Карсаков и др., 1977], соприкасаются породы нижнего комплекса главной фазы. Они слагают полосу шириной 50—600 м. Внешние 50—200 м этой полосы представляют собой эндоконтактовую зону главной фазы, а внутренние (до 400 м) — собственно нижний комплекс. Далее на восток, по направлению в глубь массива, нижний комплекс сменяется (прорывается) краевым комплексом, слоистость которого согласна со слоистостью моноклинально залегающих гранулитов и со слоистостью обнажающегося еще восточнее основного поля пород главной фазы.

Во втором случае слоистые породы среднего комплекса главной фазы залегают согласно с раннеархейскими гранулитами, слагающими ксенолит вмещающих пород в анортозитах.

Таким образом, во всех наблюдаемых случаях слоистость пород массива согласна со слоистостью моноклинально залегающих пород рамы. Это обстоятельство, а также выдержанные однообразные элементы залегания пород обеих фаз анортозитового массива, совпадение удлинения массива с простиранием слоев, согласное залегание контактов массива и его слоистости позволяют считать, что массив имеет форму пластины [Лебедев, Павлов, 1957; Ленников, 1968].

Установление слоистого строения Геранского анортозитового массива имеет принципиальное значение, так как позволяет отнести анортозитовое тело к особому типу магматических тел — расслоенным интрузиям. Классическими представителями этого класса являются Бушвельдский, Скергаардский и Стиллоуотерский массивы [Уэйджер, Браун, 1970]. Главными признаками расслоенных магматических тел являются визуально различимая слоистость слагающих их пород и определенная направленность изменения состава минералов снизу вверх по разрезу, называемая скрытой расслоенностью. Скрытая расслоенность представляет собой непременный признак расслоенных тел, тогда как слоистое строение наблюдается не всегда.

Породы анортозитовых комплексов Геранского массива, обладая скрытой расслоенностью, характеризуются и визуально различимой слоистостью, хотя слои не всегда выделяются отчетливо. Нечеткое слоистое строение определяется очень однообразным минеральным составом всех пород, слагающих эти комплексы. Все они, от габбро-норитов до анортозитов, состоят из плагиоклаза и ромбического и моноклинного пироксенов. Все породы очень лейкократовые, и крайние члены этого ряда пород — габбро-нориты и анортозиты — содержат соответственно 30—50 и 0—5% *Px*, в чем и заключается их различие. Четкое же разделение на слои наблюдается в случае различного минерального состава соседних слоев: добавления или исчезновения одного или нескольких минералов или их контрастного состава.

Именно в связи с более разнообразным составом пород и, следовательно, более заметным различием составов соседних слоев слоистое строение меланократового комплекса выглядит гораздо более отчетливым.

Строение разрезов комплексов главной фазы Геранского анортозитового массива. Очень отчетливо строение разреза главной фазы видно в прекрасно обнаженном хребте Геран, в верховьях р. Учур.

Нижний комплекс обнажается на обоих берегах р. Учур и в междуречье Учура и Быстрой. Сводный разрез комплекса имеет здесь мощность 2300—2700 м и состоит из 12 анортозитовых слоев, перемежающихся с 11 слоями габбро-норитов (см. рис. 3). Мощности анортозитовых слоев увеличиваются снизу вверх по разрезу от 50 до 250 м, мощности габбро-норитовых уменьшаются от 150 до 20—30 м. Мощности отдельных слоев по простиранию меняются незначительно (на 10—30 м), некоторые мелкие слои выклиниваются. Слои никогда не бывают однородного «чистого» состава: анортозитовые слои содержат до 10—30% габбро-норитов, и наоборот. Название слою дается по преобладающей породе. Каждый слой имеет неоднородное анизотропное строение с максимальной концентрацией темноцветных минералов в нижней части слоя.

Можно считать, что видимая часть разреза нижнего, лейкократового, комплекса состоит из одиннадцати ритмов, резко сменяющих один другой и состоящих из одного габбро-норитового слоя и одного анортозитового. Ритм начинается с габбро-норитов, характеризующихся максимальной концентрацией пироксенов и иногда содержащих линзы и мелкие прослои пироксенитов, параллельные общей слоистости. Вверх количество меланократового материала в ритме уменьшается, габбро-нориты сменяются габбро-анортозитами, а затем анортозитами (лейкократовый слой) (рис. 4). Ритм завершается максимальной концентрацией лейкократовых компонентов. Вверх нижележащий ритм по резкой границе или постепенно, но быстро, на расстоянии 1—5 м, сменяется следующим ритмом, принципиальное строение которого такое же. Нижний, лейкократовый, слой, по-видимому, обнажен не полностью и является верхним в ритме, нижняя, меланократовая, часть которого в изученном районе на дневную поверхность не выходит.

Породы, слагающие разрез, имеют пятнистое строение, обусловленное сочетанием участков пород с разной концентрацией пироксенов, с разными зернистостью, структурой и текстурой. Участки, обогащенные пироксенами, имеют чаще всего вид линзообразных или неправильных амебообразных шлиров, реже шлиры приобретают шарообразную или слоеобразную форму. Диаметры шлиров колеблются от 5 до 20 см. Очень часто, особенно в габбро-норитовых слоях, встречается равномерное распределение пироксенов в породе. Максимальное количество фемических минералов 40%. Размеры зерен, слагающих породы, колеблются от 0,1 мм до 10—20 см. Обычно порода состоит из участков с различной зернистостью, контактирующих между собой по резкой границе. Реже изменение зернистости на границе происходит постепенно. В целом зернистость породы, преобладающей в данном слое, уменьшается к кровле слоя, а зернистость породы, являющейся в данном слое второстепенной, возрастает в том же направлении.

Текстуры пород нижней и средней частей разреза главным образом массивные, а верхних частей — трахитоидные, обусловленные плоской и линейной ориентировкой таблитчатых зерен плагиоклаза (чаще всего только порфировых вкрапленников). Породы большей части разреза имеют кумулятивные структуры, определяемые идиоморфизмом кристаллов плагиоклаза. В интерстициях между плагиоклазами распола-

Рис. 4. Схематический разрез одного ритма нижнего анортозитового комплекса главной фазы

1 — ортопироксениты;
2, 3 — габбро-нориты:
2 — крупнозернистые,
3 — средне-мелкозернистые;
4, 5 — пироксеновые анортозиты:
4 — крупнозернистые,
5 — средне-мелкозернистые;
6, 7 — анортозиты:
6 — крупнозернистые,
7 — средне-мелкозернистые;
8 — граница габбро-норитового и анортозитового слоев внутри ритма;
9 — участки развития шлировой текстуры (штриховым знаком показан состав породы)

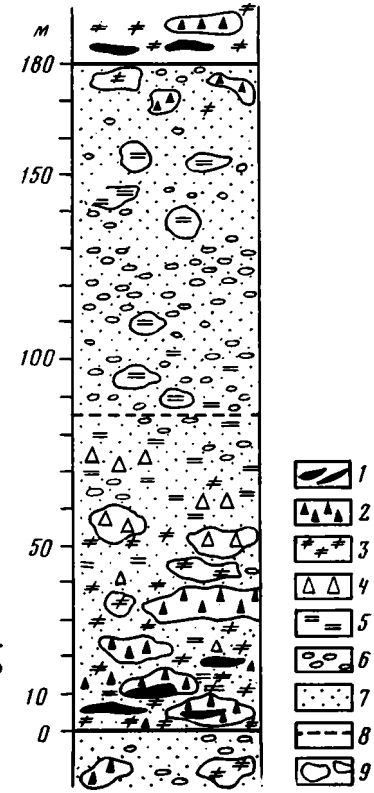
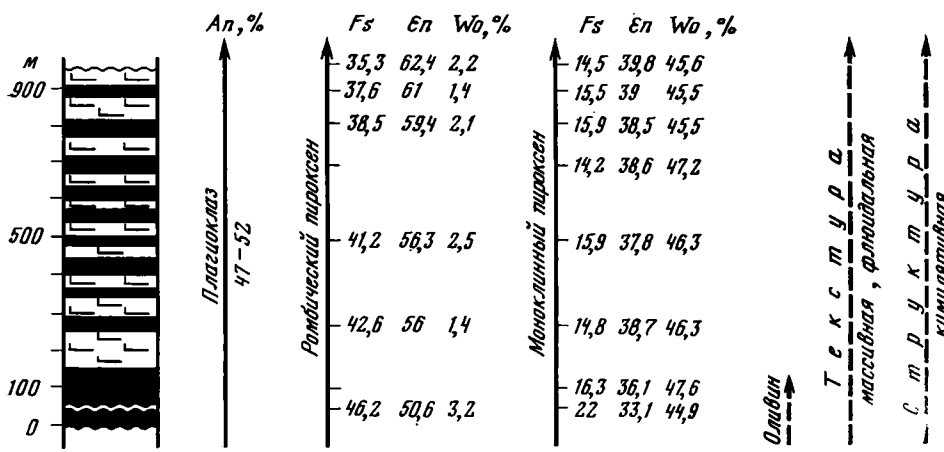


Рис. 5. Изменение составов породообразующих минералов, типов текстур и структур в разрезе верхнего анортозитового комплекса главной фазы

Условные обозначения см. на рис. 3



гаются ксеноморфные зерна пироксенов. Они часто образуют крупные ойкокристаллы и обеспечивают существование пойкилитовых структур. Во всем разрезе в породах присутствуют порфировые вкрапленники плагиоклазов.

Породообразующие минералы в разрезе представлены плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксенами. Акцессорные компоненты представлены биотитом, кварцем, калиевым полевым шпатом, микроплагиогранитом (кварц+кислый плагиоклаз±калиевый полевой шпат),

реже магнетитом и апатитом. Максимальное количество акцессориев «гранитоидного» типа (10—12%) содержится в верхнем лейкократовом слое. Здесь же появляются жилки кварца, лейкократовых гранитов с биотитом и пегматитов.

Породы разреза прорваны дайками мелкозернистых габброидов, габбро-норитов, анортозитов, мезозойских базальтов и дацитов.

Средний, меланократовый, комплекс является верхней частью разреза нижнего анортозитового комплекса, непрерывно надстраивает его и выделяется формально, по минеральному составу. В междуречье Быстрой и Учура габбро-норит-норитовый комплекс заключен между породами нижнего комплекса и раннеархейскими гранулитами из ксенолита вмещающих пород в анортозитах. Меланократовый комплекс имеет здесь нехарактерную для него небольшую мощность (500—550 м) и занимает полосу шириной 800—900 м.

Переход от нижнего анортозитового комплекса к габбро-норит-норитовому происходит постепенно. На расстоянии 200—300 м от среднего комплекса среди крупнозернистых анортозитов верхнего слоя разреза нижнего комплекса появляются прослои средне-мелкозернистых габбро-норитов. По направлению к гранулитам их количество возрастает. Параллельно в породах увеличивается количество рудных минералов и биотита, породы часто окварцовываются. Через 200 м крупнозернистые породы исчезают. Расположенный далее меланократовый комплекс сложен тонко переслаивающимися рудосодержащими и безрудными средне-мелкозернистыми габбро-норитами, норитами и анортозитами; при этом количество лейкократовых пород незначительно. Мощности отдельных слоев обычно невелики и меняются от 10 см до 20 м. На расстоянии 300 м от контакта с гранулитами располагаются маломощные линзы и прослои пироксеновых троктолитов. Завершает разрез среднего комплекса 150—200-метровая толща интенсивно гранитизированных и биотитизированных переслаивающихся габбро-норитов и пироксеновых анортозитов. Ориентированное расположение лейст биотита придает породе гнейсоподобный облик. Внутри этого слоя располагаются линзы оливинитов мощностью 1—2 м, протяженностью 8—10 м, согласные с общей слоистостью.

Породы меланократового комплекса, так же как и породы нижнего, лейкократового, комплекса, имеют такситовое строение, определяемое неравномерным распределением в породах пироксенов, оливинов и рудных минералов, а также сочетанием участков пород с различной зернистостью (размеры зерен меняются от 0,1 до 4 мм в основной массе и до 10—15 мм во вкрапленниках). Текстуры пород главным образом трахитоидные, структуры — кумулятивно-долеритовые.

Породообразующими минералами являются плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксены, реже оливин, биотит, рудные минералы. В качестве акцессорных минералов встречаются рудные, микроплагиогранит, мезопертит, апатит, циркон и сфен. Максимальное содержание акцессорных компонентов 15%. Меланократовый комплекс прорывается дайками габбро-норитов, анортозитов, дайками и мелкими телами плагиогранитов, эндербитов, реже чарнокитов.

Верхний лейкократовый комплекс обнажается в верховьях р. Николай Беранин. Сводный разрез его имеет мощность 800—900 м и состоит из чередующихся десяти меланократовых (габбро-норитовых и габбро-анортозитовых) и девяти лейкократовых (анортозитовых) слоев (рис. 5). Мощности тех и других слоев примерно одинаковы и колеблются в пределах 30—100 м. Закономерного изменения толщины слоев в разрезе не наблюдается. Самый нижний слой сложен габбро-норитами мощностью не менее 30 м. Два следующих слоя (габбро-норитовый и

анортозитовый) разреза имеют максимальную для этого комплекса мощность по 100—110 м. Вышележащая часть разреза мощностью 300—320 м состоит из чередующихся тонких (по 30—40 м) слоев габбро-анортозитов и анортозитов (шесть лейкократовых и шесть меланократовых слоев). Верхние 250—280 м разреза сложены перемежающимися габбронноритами и анортозитами мощностью по 30—60 м (три лейкократовых и три меланократовых слоя). Смена слоев происходит быстро по резкой границе или постепенно, на расстоянии 2—5 м.

Породы, как правило, имеют такситовое строение, обусловленное сочетанием участков с разным соотношением породообразующих минералов, с различными величинами зерен, структурами и текстурами. Очень широко в породах развита микрослоистость. Максимальное содержание пироксенов (50%) приходится на нижнюю или среднюю часть габбронноритовых слоев. В габбро-анортозитовых и анортозитовых слоях участки, обогащенные пироксенами, обычно распределены равномерно по всему слою. Скопления пироксенов чаще всего имеют шарообразную форму с $d=2—3$ см в анортозитовых и габбро-анортозитовых слоях и с $d=2—10$ см в габбро-норитовых. Реже они образуют уплощенные линзообразные шлиры и прослои мощностью 3—5 см и неправильные амебообразные пятна. В габбро-норитовых слоях часто встречается равномерное распределение пироксенов в породе.

По величине зерен породы варьируют от пегматоидных до мелкозернистых. Сочетание участков с различной зернистостью придает породе пятнистый облик. В целом количество крупнозернистых пород (преобладающих для данного слоя) уменьшается снизу вверх по разрезу. Породы нижних слоев имеют массивные текстуры. Большинство пород верхнего комплекса имеют трахитоидные текстуры, обусловленные плоскопараллельной и линейной ориентировкой таблитчатых кристаллов плагиоклаза, реже уплощенных шлиров, обогащенных пироксенами. Структуры пород, как правило, кумулятивные, образованные удлиненными идиоморфными кристаллами плагиоклаза. Ксеноморфные пироксены занимают пространство между плагиоклазами и образуют пойкилитовые структуры. Крупные кристаллы плагиоклазов образуют порфировые вкрапленники, причем местами эти вкрапленники ориентированы по направлению падения слоистости, тогда как основная масса кристаллов ориентировки не имеет.

Породообразующий минералами являются плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксены. Акцессорные компоненты представлены в основном рудными минералами (ильменитом, титаномагнетитом, магнетитом) или микроплагиогранитом (в лейкократовых слоях). В нижнем меланократовом слое эпизодически встречается нацело замещенный оливин. Общее количество акцессориев остается постоянным в разрезе и не превышает 2—3%. Породы разреза прорываются дайками мелкозернистых анортозитов, габбро-норитов, рудных габбро-норитов, телом (мощностью 60 м) рудных габбро-пироксенитов, молодыми дайками базальтов и дацитов. В дайках рудных габбро-норитов рудные минералы составляют до 15% породы. При этом во вмещающих анортозитах количество рудных компонентов может увеличиваться до 5—7%, а биотита — до 2—3%.

Минеральный и химический состав пород главной фазы. Породообразующими минералами пород главной фазы являются плагиоклаз и пироксены, и все разнообразие пород определяется соотношениями этих минералов. В меланократовом комплексе к породообразующим минералам иногда присоединяются оливин, биотит и рудные минералы.

Практически все породы главной фазы имеют кумулятивные структуры с плагиоклазовым кумулусом и пироксеновым (±оливиновым± ±рудным в меланократовом комплексе) интеркумулусом. Количественные соотношения кумулуса и интеркумулуса обычно случайны [Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1978], а в рассматриваемом случае зависят только от положения породы в разрезе.

Плагиоклазы являются главными минералами большинства пород главной фазы. Чаще всего количество их варьирует от 50 до 100% (см. рис. 4). Плагиоклазы образуют идиоморфные зерна длиннопризматической или таблитчатой (изометричной) формы, реже — мелкие ксеноморфные кристаллы. Размеры зерен меняются от 0,5 мм до 10 см в основной массе и до 25 см во вкрапленниках в анортозитовых комплексах и от 0,5 до 4 мм в основной массе и до 10 мм во вкрапленниках в габбронорит-норитовом комплексе. Все плагиоклазы полисинтетически сдвойникованы по альбитовому (010) ⊥ (010) закону, гораздо реже по карлсбадскому (010) [001], 60—70% всех кристаллов, обладающих двойниковым строением в лейкократовых комплексах, и 40—50% — в меланократовом образуют комплексные двойники — срастания по определенному закону двух полисинтетических двойников с образованием единого зерна. Значительно реже встречаются триадные сростки плагиоклазов.

Иногда описанная выше первично-магматическая система двойников пересекается под прямым углом, реже под углом 45°, другой системой полисинтетических двойников, подчиняющихся периклиновому закону. Эти двойники образуются в уже затвердевших минералах в результате давления на них кристаллизующихся позже интеркумулятивных пироксенов. В участках тектонических нарушений двойниковые полосы изгибаются, двойники становятся нечеткими.

Часть зерен плагиоклаза имеет антипертитовое строение. Плагиоклазы включают в себя мельчайшие ориентированные игольчатые включения рутила и сфена [Ленников, 1979], мелкие идиоморфные зерна рудных минералов. Плагиоклазы верхней части разреза нижнего, лейкократового, и меланократового комплексов замещаются калиевым полевым шпатом, разъедаются поздним кварцем, микроплагиогранитом и мезопертитом. Плагиоклазы габбро-норит-норитового комплекса включают в себя мелкие каплеобразные вытянутые зерна пироксенов и рудных.

Плагиоклазы анортозитовых комплексов практически всегда незональны. Местами в зональных кристаллах границы между зонами нерезкие: зональность узнается по постепенному, неодновременному погасанию кристалла. Зоны могут быть правильными концентрическими и неправильными: тогда кристалл гаснет участками. Различие в составе внутренних и внешних зон составляет 3—7% *An*. Большинство кумулятивных плагиоклазов меланократового комплекса обладают прямой зональностью. Различие в составе крайних зон одного кристалла 5—8% *An*. Различия в составах крупных идиоморфных кумулятивных и мелких ксеноморфных интеркумулятивных зерен достигают 3—5% *An*. Иногда на границе крупного кумулятивного кристалла образуется прерывистая оторочка более кислого (на 3—5% *An*) плагиоклаза, указывающая на докристаллизацию кумулятивных кристаллов плагиоклаза из остаточной интеркумулятивной жидкости.

Составы плагиоклазов нижнего анортозитового комплекса снизу вверх по разрезу становятся все более кислыми и меняются от № 57 до № 48 (см. рис. 3) [Богданова, Лаврентьев, 1979]. Параллельно в плагиоклазах увеличивается содержание ортоклазовой молекулы. Составы плагиоклазов редуцированного меланократового комплекса (на р. Быстрой) меняются от № 56 до № 35. Закономерного расположения их по

разрезу не отмечено. Основность плагиоклазов верхнего лейкократового комплекса незакономерно колеблется от № 55 до № 48 (см. рис. 5).

Отсутствие зональности в крупных зернах плагиоклазов лейкократовых комплексов указывает на очень длительное время их кристаллизации, близкое ко времени достижения термодинамического равновесия. Это же подтверждает большое количество комплексных двойников, образование которых требует длительной и свободной кристаллизации из магматического расплава. Зональное строение плагиоклазов меланократового комплекса и долеритовые структуры пород указывают на их сравнительно более быстрое остывание.

Пироксены в лейкократовых комплексах могут составлять до 50% объема породы, хотя чаще их количество не превышает 20%. Пироксены практически всегда встречаются во взаимных прорастаниях и образуют общие зерна. Они всегда ксеноморфны и имеют неправильную многоугольную или клиновидную форму с длинными тонкими ответвлениями. Форма зерен целиком диктуется пространством, оставшимся после кристаллизации плагиоклазов. Относительным идиоморфизмом обладают только пироксены из пироксенитовых стяжений и шлиров. Размеры зерен пироксенов меняются от 1 мм до 3—4 см. Редко встречающиеся индивидуальные зерна имеют размеры от 0,2×0,2 до 0,5×0,5 мм. Пироксены меланократового комплекса образуют либо идиоморфные кумулятивные, либо ксеноморфные клинообразные интеркумулятивные зерна размером 0,5—4 мм, либо каплеобразные включения в плагиоклазах размером до 0,2 мм. Они, как правило, встречаются в виде индивидуальных зерен, гораздо реже — в виде сростков.

В структурах взаимного прорастания ромбический пироксен всегда количественно превосходит моноклинный и составляет обычно 60—100% площади общих зерен. Моноклинный пироксен в общих пироксеновых зернах может кристаллизоваться в нескольких формах. Очень часто он встречается в виде ориентированных по всем направлениям (100, 010, 001) вростков в ромбическом пироксене. Они имеют вид либо узких тонких параллельных, либо грубых широких каплеобразных ламелей.

В одном зерне ромбического пироксена может быть до трех систем ламелей моноклинного одной или обеих форм. Вблизи края зерна ромбического пироксена эти ламели часто растекаются, образуют утолщения, которые иногда приобретают морфологически вид кайм, составляя, однако, одну оптическую систему с ламелями внутри зерна ромбического пироксена и имея одинаковый с ними состав. Одна крупная ламель моноклинного пироксена может пересекать границы двух зерен ромбического, находясь частично в одном зерне, частично в другом. Иногда включения моноклинного пироксена выходят за пределы зерна ромбического и образуют собственное индивидуальное зерно, имеющее ту же оптическую ориентировку и тот же состав, что и ламели внутри зерна ромбического пироксена. Такие сложные сростки образуются в результате субсолидусного распада первичных пироксенов при очень медленном охлаждении [Хисина, 1977].

Многие кристаллы пироксенов габбро-норит-норитового комплекса содержат мелкие включения кварца и кислого плагиоклаза. По зернам пироксенов, особенно по краям, развивается биотит.

Химические составы пироксенов являются очень важными параметрами для определения эволюции материнской магмы в процессе становления магматического тела, для выяснения формационной принадлежности интрузии, для оценки скоростей остывания, температур и давлений в процессе образования анортозитов.

Таблица 1

Химический состав (в вес.%) пироксенов из структур распада в породах главной фазы и дайках

Компонент	1		2		3		4		5		6		7		8	9			
	Орх	*Срх*	*Орх*	*Срх*	*Орх*	*Срх*	*Орх*	*Срх*	*Орх*	*Срх*	*Орх*	*Срх*	*Орх*	*Срх*	*Срх*	*Орх*	*Срх*	*Орх*	*Срх*
SiO_2	50,94	50,34	51,82	51,83	50,70	51,91	51,52	52,37	51,92	52,04	51,84	49,81	50,08	50,98	48,38	48,19	50,34	48,35	49,77
TiO_2	1,58	0,35	0,19	0,30	0,20	0,35	0,12	0,13	0,18	0,37	0,20	0,33	0,15	0,22	0,41	0,26	0,35	4,64	0,17
Al_2O_3	1,46	1,19	0,84	1,39	0,71	1,31	0,43	0,87	0,58	1,15	1,41	1,22	0,56	1,22	1,98	5,00	1,19	0,50	1,18
FeO	21,15	13,65	26,78	9,85	32,39	12,71	29,23	10,44	29,11	10,65	33,28	16,88	35,19	17,71	12,42	24,56	13,65	25,31	8,96
MnO	0,46	0,32	0,44	0,17	0,49	0,19	0,51	0,23	0,45	0,16	0,51	0,26	—	—	0,26	0,47	0,32	0,45	0,17
MgO	20,68	15,24	17,84	12,60	16,51	12,29	17,91	13,11	17,79	13,01	12,59	10,45	13,35	10,36	10,51	15,12	15,24	18,63	13,17
CaO	2,05	16,73	0,90	21,76	0,83	21,41	0,72	22,20	0,59	22,15	0,73	18,01	0,93	18,38	19,86	1,29	16,73	0,57	22,07
Na_2O	0,01	0,21	Нет	0,24	0,01	0,20	0,03	0,17	Нет	0,22	Нет	0,13	0,20	0,33	0,27	0,49	0,21	Нет	0,23
K_2O	0,03	Нет	»	Нет	Не опр.	Нет	0,02	0,01	»	Нет	»	Нет	0,01	Нет	0,02	0,08	Нет	0,03	0,05
Cr_2O_3	3,22	0,12	0,02	0,01	Нет	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,18	0,11	0,12	0,14	0,12
NiO	Нет	Нет	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0,06	Нет	Нет	0,02	Не опр.
P_2O_5	»	0,15	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0,33	0,15	0,15	0,04	0,49
Сумма	101.58	98,30	98,83	98,15	101,84	100,37	100,49	97,53	100,62	99,78	100,56	97,09	100,47	99,20	95,68	95,72	98,30	98,68	96,36
Fs	34,8	21,9	44,8	16,7	51,2	20,5	48,0	16,6	47,2	17,3	59,0	28,9	58,6	29,6	22	46,2	21,9	42,6	14,8
En	60,8	43,6	53,1	37,0	46,4	35,2	51,5	37,6	51,2	37,3	39,4	31,9	39,6	30,9	33,1	50,6	43,6	56,0	38,7
Wo	4,4	34,5	2,1	46,3	2,2	44,2	1,5	45,8	1,6	45,4	1,6	39,2	1,9	39,5	44,9	3,2	34,5	1,4	46,4

Таблица 1 (окончание)

Компонент	11		12	13		14		15		16		17		18	19		20		21
	Орх	*Срх*	*Срх*	*Орх*	*Срх*	*Орх*	*Срх*	*Орх*	*Срх*	*Орх*	*Срх*	*Орх*	*Срх*	*Орх*	*Орх*	*Срх*	*Орх*	*Срх*	*Орх*
SiO_2	49,63	51,44	50,70	52,15	49,08	50,52	51,41	51,58	51,00	49,21	47,21	47,49	49,48	49,28	48,54	47,83	44,59	49,30	52,71
TiO_2	0,21	0,45	0,36	0,19	0,41	0,25	0,57	0,24	0,40	0,19	0,42	0,14	0,30	0,14	0,28	0,17	0,16	0,20	0,25
Al_2O_3	0,72	1,35	0,93	0,83	4,16	0,84	1,70	0,65	1,51	0,59	1,27	1,61	1,25	0,51	1,25	0,59	0,33	0,96	1,59
FeO	24,07	9,75	8,50	22,97	8,82	22,11	9,55	23,44	9,32	31,19	13,54	32,52	13,78	40,49	14,81	33,52	34,49	17,10	21,47
MnO	0,46	0,28	0,23	0,32	0,14	0,36	0,23	0,35	0,16	0,54	0,24	0,68	0,27	Не опр.	0,21	0,58	0,58	0,29	0,26
MgO	18,37	12,92	12,90	21,11	12,39	19,06	12,96	22,08	14,19	13,90	10,24	15,11	11,39	8,72	9,08	12,12	9,54	8,88	23,47
CaO	1,12	21,90	21,93	0,83	20,12	0,93	21,29	1,05	21,31	0,76	20,82	0,85	20,89	2,24	17,42	1,02	2,38	2,44	0,78
Na_2O	Нет	0,22	0,21	Нет	0,11	0,01	0,22	0,01	0,21	0,03	0,21	Нет	0,13	0,19	0,27	0,01	0,01	0,16	Нет
K_2O	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	0,03	Нет	0,01	0,01	0,03	0,04	0,03	0,01	0,02	Нет	0,03	0,03	»
Cr_2O_3	0,13	0,24	0,08	0,33	0,29	0,22	0,22	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,43	0,03	0,10	Не опр.	0,01	0,74	Не опр.	0,04	Не опр.
NiO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,06	0,03	»	»	»	Не опр.	0,02	Нет	»	0,07	Нет	»	0,06	»
P_2O_5	0,04	0,44	0,45	Нет	0,47	0,06	0,75	»	»	0,02	0,47	0,02	0,44	»	0,38	0,01	0,25	0,09	»
Сумма	94,76	99,00	96,31	98,75	96,00	94,46	98,96	99,40	98,11	96,44	94,88	97,51	98,06	101,58	92,34	96,59	92,36	97,55	100,53
Fs	41,2	15,9	14,2	37,6	15,5	38,5	15,9	35,3	14,5	54,6	23,2	53,7	23,6	68,7	27,7	59,4	28,9	28,9	33,3
En	56,3	37,8	32,6	61,0	39,0	59,4	58,5	62,5	39,8	43,6	31,2	44,4	33,3	26,4	36	38,3	26,8	26,8	66,5
Wo	2,5	46,3	47,2	1,4	45,5	2,1	45,5	2,2	45,6	1,8	45,6	1,9	43,9	4,9	41,7	2,3	44,2	44,2	0,2

Примечание. 1, 2, 6, 13, 15, 19 (обр. 656/2, 505/1, 512/2, 646/1, 671/2, 675/6) — анортозиты; 3—5, 8—12, 17, 18 (обр. 649/2, 3/1, 507/7, 662/6, 654/1, 663/3, 668/1, 669/2, 672/1, 7912) — габбро-нориты и габбро-норито-анортозиты; 16 (обр. 642/3) — рудный габбро-норит; 21 (обр. 507/1) — энстатитит; 20 (обр. 675/3) — эндербит; 7 (обр. 7712/8) — биотитовый габбро-норит.

1—15 — лейкократовые комплексы: 1—6 — нижний, 7 — средний, 8—15 — верхний; 16—20 — дайки, секущие породы главной фазы; 21 — шлир в основании ритма нижней части лейкократового комплекса.

1, 2, 5 — левобережье р. Учур, район высот 1450, 1840 м; 3, 4 — правобережье р. Учур, бассейн р. Беранин; 6 — правобережье р. Учур, высота 1812 м; 7, 20 — верховья р. Быстрой; 8 — руч. Зимний; 9—19 — верховья р. Беранин; 21 — р. Учур, высота 1450 м.

Анализы 7, 20 по данным М. К. Суханова.

Анализы 1, 8—11, 13, 14, 16, 17, 19 выполнены Л. И. Лучкиной на микроанализаторе «*Cometax*» (ГИН АН СССР); 2—6, 12, 15, 18, 21 — Ю. Г. Лаврентьевым на микроанализаторе *JXA*-5a (ИГГ СО АН СССР), 7, 20 — Е. Е. Абрамовой на микроанализаторе «*Cameca*» (ИГЕМ АН СССР).

Автор располагает двумя типами определений химических составов пироксенов из пород главной фазы Геранского массива: 1) микрозондовые определения состава обоих пироксенов из единой структуры распада (табл. 1); пироксены являются энстатитами, гиперстенами, авгитами и салитами. Эти результаты привязаны к конкретным разрезам анортозитового тела [Богданова, Лаврентьев, 1979]; 2) химические определения составов зерен, представляющих собой структуры распада целиком, т. е. составов первичных пироксенов, существовавших до распада [Ленников, 1979, табл. 37]. Эти пироксены относятся к субкальциевым авгитам и пижонитам, причем последние безусловно преобладают. О преобладании пижонитов среди первичных пироксенов свидетельствует и постоянно наблюдающееся количественное превосходство гиперстена над салитом в структурах распада. Составы первичных пироксенов, к сожалению, к разрезу не привязаны, и поэтому необходимо определить, отражают ли изменения в составах пироксенов из структур распада эволюцию составов первичных пироксенов в разрезе.

Сравним результаты химических и микрозондовых анализов геранских пироксенов (группы 1 и 2). Из сопоставления (рис. 6) видно, что величины значений магнезиальностей для обеих групп близки, кальциевости — различаются:

$$\mathrm{Mg/(Mg+Fe)}\begin{cases} Opx_1 = 0{,}40 - 0{,}64 & Cpx_1 = 0{,}50 - 0{,}72 \\ Pig = 0{,}42 - 0{,}65 & Cpx_2 = 0{,}40 - 0{,}66 \end{cases}$$

$$\mathrm{Ca/(Ca+Mg)}\begin{cases} Opx_1 = 0{,}03 - 0{,}05 & Cpx_1 = 0{,}52 - 0{,}60 \\ Pig = 0{,}07 - 0{,}20 & Cpx_2 = 0{,}42 - 0{,}52 \end{cases}$$

$$\%\ En\begin{cases} Opx_1 = 39{,}4 - 62{,}4 & Cpx_1 = 30{,}9 - 39{,}8 \\ Pig = 43{,}2 - 61{,}0 & Cpx_2 = 34{,}3 - 43{,}7 \end{cases}$$

$$\%\ Wo\begin{cases} Opx_1 = 1{,}4 - 4{,}4 & Cpx_1 = 39{,}2 - 47{,}2 \\ Pig = 3{,}6 - 11{,}5 & Cpx_2 = 28{,}1 - 37{,}6, \end{cases}$$

где Opx_1 и Cpx_1 — составы продуктов распада, Pig и Cpx_2 — составы первичных нераспавшихся пироксенов.

Изменение величин магнезиальностей обоих пироксенов из продуктов распада происходит однонаправленно: с увеличением магнезиальности ромбического пироксена увеличивается магнезиальность моноклинного, и наоборот. Поскольку составы первичных пироксенов слагаются из составов продуктов распада (т. е. $Pig = aOpx_1 + bCpx_1$, $Cpx_2 = a'Opx_1 + b'Cpx_1$), то очевидно, что, чем выше магнезиальность и содержание энстатитового компонента в первичных пироксенах, тем выше эти величины в продуктах распада твердого раствора. Следовательно, значения Mg/(Mg+Fe) и En (в %) в продуктах распада являются функциями состава первичного пироксена.

Изменение величины кальциевости Ca/(Ca+Mg) и содержания волластонитового компонента Wo (в %) в продуктах распада в процессе охлаждения происходит разнонаправленно: в клинопироксенах эти параметры возрастают, а в ортопироксенах уменьшаются. В моноклинных пироксенах колебания этих величин значительны, в ортопироксенах их значения очень малы и меняются слабо. Величина различия содержаний кальция в продуктах распада единого зерна (ΔWo, %) зависит главным образом от условий субсолидусного остывания породы: чем медленнее идет остывание, а следовательно, и распад первичных пироксенов, тем полнее происходит перераспределение кальция между авгитом и

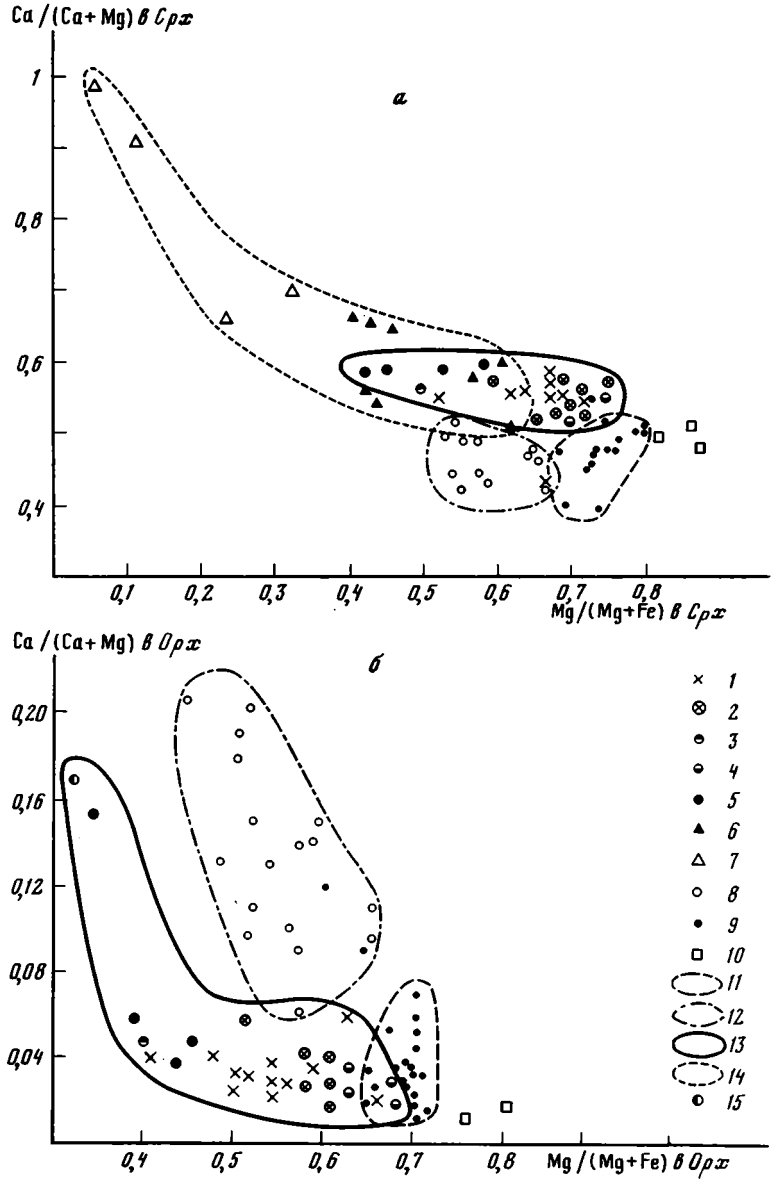


Рис. 6. Соотношение магнезиальности и кальциевости в первичных нераспавшихся клинопироксенах из структур распада (*а*) и в первичных нераспавшихся пижонитах и ортопироксенах из структур распада (*б*)

1—5 — моноклинные пироксены из структур распада в породах главной фазы: *1* — нижнего анортозитового комплекса, *2* — верхнего анортозитового комплекса, *3* — среднего габбро-норито-норитового комплекса, *4* — эндоконтактовой зоны в придонной части массива, *5* — анортозитовых и габбро-норитовых даек; *6, 7* — клинопироксены краевой фазы: *6* — габброидов и анортозитов, *7* — габбро-сиенитов и сиенитов; *8, 9* — первичные нераспавшиеся клинопироксены [Ленников, 1968, 1979]: *8* — Геранского массива, *9* — Лантарского массива; *10* — клинопироксены плагиогнейсов и основных кристаллических сланцев из вмещающих раннеархейских гранулитов; *11—14* — поля составов: *11, 12* — нераспавшихся клинопироксенов (*11* — Геранского массива, *12* — Лантарского массива), *13, 14* — клинопироксенов (*13* — из структур распада в породах главной фазы, *14* — из пород краевой фазы); *15* — ортопироксен из дайки эндербитов, рвущей габбро-норито-норитовый комплекс

гиперстеном продуктов распада и тем значительнее различие в Ca/(Ca+Mg) и *Wo* (в %) между ними [Хисина, 1977]. Абсолютные содержания кальция в гиперстенах из структур распада практически одинаковы во всех породах разреза. По-видимому, они не зависят от первоначальной концентрации кальция в первичном пироксене, а определяются только длительным временем остывания и связанным с этим максимальным сбросом кальция в авгит. Колебания же содержаний кальция в авгитах, Ca/(Ca+Mg), *Wo* (в %) отражают в той или иной степени изменения концентраций кальция в первичных пироксенах.

Химические составы пироксенов используются для определения важнейших характеристик магматического тела.

В нижнем, лейкократовом, комплексе и в надстраивающем его меланократовом снизу вверх по разрезу составы пироксенов в продуктах распада становятся все более железистыми и меняются в ортопироксенах от $Fs_{34,8}En_{60,8}Wo_{4,4}$ до $Fs_{58,6}En_{39,5}Wo_{1,9}$, в клинопироксенах от $Fs_{21,9}En_{43,8}Wo_{34,5}$ до $Fs_{29,6}En_{30,9}Wo_{39,5}$ (см. рис. 2, 3).

В верхнем лейкократовом комплексе составы пироксенов из структур распада снизу вверх по разрезу становятся все более магнезиальными и меняются в ортопироксенах от $Fs_{46,2}En_{50,6}Wo_{3,2}$ до $Fs_{35,3}En_{62,4}Wo_{2,2}$, в клинопироксенах от $Fs_{22,0}En_{33,1}Wo_{44,9}$ до $Fs_{14,5}En_{39,8}Wo_{45,6}$ (см. рис. 5). Это закономерное изменение составов пироксенов указывает на наличие скрытой расслоенности внутри этих комплексов и позволяет отнести их к особому классу магматических тел — классу расслоенных интрузий.

Температура застывания первичных пироксенов главной фазы по двупироксеновому термометру равна 1000—1100° С [Маракушев, 1968; Ленников, 1979]. При этом составы гиперстенов и салитов из структур распада дают возможность определить [Майсен, Беттчер, 1979], что максимальными температурами кристаллизации обладают пироксены из низов нижнего и верхов верхнего лейкократового комплексов. Минимальные температуры кристаллизации имеют пироксены верхов нижнего комплекса и надстраивающего его среднего комплекса, а также породы нижнего слоя верхнего комплекса. Температуры закалки распада твердого раствора в пироксенах 600—800° С.

Разность содержаний волластонитовой молекулы в фазах распада (фазовое расслоение по составу — ΔWo, %) зависит от времени (скорости) остывания интрузии [Хисина, 1977]. Для пироксенов нижней и средней частей нижнего анортозитового и всего верхнего анортозитового комплексов $\Delta Wo = 44—47\%$ [Богданова, Лаврентьев, 1979]. Такие величины ΔWo указывают на очень длительное остывание, со скоростью, близкой к скорости достижения термодинамического равновесия [Хисина, 1977]. Показатели ΔWo пироксенов верхнего слоя нижнего анортозитового комплекса и меланократового комплекса (на р. Быстрой), равные 37—38%, позволяют предполагать остывание этих пород с большей скоростью.

Оливин встречается в виде кумулятивного идиоморфного минерала (в оливинитах), а чаще — в виде ксеноморфного интеркумулятивного минерала с размером зерен 0,5—4 мм. Иногда он образует срастания с рудными минералами. Большинство оливинов меланократового комплекса и все акцессорные оливины анортозитовых комплексов замещаются вторичными минералами типа боулингита. Составы неизмененных оливинов не измерены, однако их розовая окраска в шлифах и чрезвычайно высокие интерференционные окраски позволяют предполагать для них очень железистый состав.

Взаимоотношения минералов, слагающих породы главной фазы, отвечают понятию «кумулятивная структура» [Уэйджер, Браун, 1970].

В анортозитовых комплексах идиоморфные кристаллы плагиоклаза представляют собой кумулятивную фазу. В зависимости от характера ориентировки они образуют массивную или трахитоидную текстуру. Их ориентировка всегда согласна с ориентировкой расслоенности. Ксеноморфные зерна плагиоклазов, пироксенов и акцессорных минералов образуют интеркумулятивную фазу. Интеркумулятивные минералы ориентированы случайно, независимо один от другого и от расслоенности. Между зернами кумулуса и интеркумулуса могут наблюдаться различные взаимоотношения — от коррозии и образования реакционных кайм до полного отсутствия взаимодействия [Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1978]. В породах анортозитовых комплексов плагиоклаз и пироксены нигде не взаимодействуют; биотит корродирует пироксен или образует каймы вокруг рудного минерала на границе с плагиоклазом; микроплагиогранит корродирует зерна плагиоклаза; кварц разъедает плагиоклаз и образует на его границе каймы.

Таким образом, в породах лейкократовых комплексов плагиоклаз всегда кристаллизуется первым и образует правильные идиоморфные кристаллы. Он составляет бо́льшую часть объема породы. Между кристаллами плагиоклаза сохраняется жидкая магма, которая, постепенно закристаллизовываясь с падением температуры, дает пироксен, рудные минералы, частично затвердевающие совместно с пироксенами, а частично позже их. По мере раскристаллизации остаточной захороненной магмы роль летучих и концентрация кислого материала в остаточной интеркумулятивной жидкости возрастают и наступает «гидротермальная стадия» развития породы. Минералогически это выражается в образовании биотита, микроплагиогранита, апатита, в единичных случаях — циркона.

В меланократовом комплексе процесс кристаллизации происходит так же. Плагиоклаз и часть пироксенов образуют основную кумулятивную ткань породы. Позже в интеркумулятивных пространствах кристаллизуются основная масса пироксенов, оливин, рудные, апатит, циркон, сфен. В самую позднюю стадию кристаллизации по всем затвердевшим минералам развивается биотит; плагиоклазы разъедаются микроплагиогранитом, кварцем и мезопертитом. При этом плагиогранитизация развита сильнее сиенитизации.

Содержание практически всех акцессорных компонентов в нижнем анортозитовом комплексе увеличивается снизу вверх по разрезу; значительно возрастают концентрации микроплагиогранита, мезопертита, кварца (до 12% в верхнем слое комплекса), в меньшей степени — рудных минералов и биотита. В верхней части разреза появляются апатит и циркон (в единичных зернах). Здесь же появляются жилки кварца и биотитового гранита. В вышележащем меланократовом комплексе количество мезопертита и микроплагиогранита достигает 15%, значительно увеличиваются по сравнению с нижним комплексом концентрации биотита, рудных минералов и апатита. Меланократовый комплекс прорывается плагиогранитными, эндербитовыми, реже чарнокитовыми дайками.

В верхнем анортозитовом комплексе набор акцессорных компонентов беднее: рудные минералы и микроплагиогранит присутствуют в неизменном малом количестве (не более 3%) по всему разрезу. В нижнем габбро-норитовом слое появляется акцессорный оливин.

Нормально направленная эволюция составов минералов в нижнем лейкократовом комплексе, ведущая к раскислению плагиоклазов и увеличению железистости пироксенов снизу вверх по разрезу, увеличение количества лейкократового материала и концентрации флюидсодержащих и «гранитоидных» акцессориев в этом же направлении, уменьшение температуры кристаллизации от донных к верхним частям разреза ука-

зывают на кристаллизацию комплекса снизу вверх от дна магматической камеры.

Обратная направленность эволюции составов минералов в разрезе верхнего лейкократового комплекса, одинаковое количество мелано- и лейкократового материала, очень магнезиальные составы пироксенов, малое количество акцессорных компонентов и их состав (в основном рудные), отсутствие флюидсодержащих минералов, уменьшение температуры кристаллизации пород от верхних к нижним слоям разреза указывают на кристаллизацию в обратном направлении (сверху вниз) из малодифференцированной магмы, не обогащенной лейкократовым материалом и летучими компонентами. По всем признакам этот комплекс относится к образованиям типа верхней краевой группы, выделенной для классических расслоенных комплексов [Уэйджер, Браун, 1970]. Верхняя краевая группа пород кристаллизуется сверху вниз от кровли массива и повторяет в обратном направлении разрез собственно расслоенного комплекса (нижнего анортозитового комплекса).

Рассмотрим изменения минерального состава пород в разрезе главной фазы (см. рис. 2). На рисунке видно, что увеличение железистости пироксенов и натровости плагиоклазов в разрезах нижнего и верхнего лейкократовых комплексов идет навстречу друг другу. Можно предполагать, что в нижних, необнаженных в современном эрозионном срезе слоях верхнего анортозитового комплекса железистость пироксенов возрастает до уровня составов пироксенов меланократового комплекса так же, как это происходит в верхнем слое нижнего анортозитового комплекса.

На рис. 2 видно также, что минералы и минеральные ассоциации, бывшие акцессорными в анортозитовых комплексах, в меланократовом комплексе либо становятся породообразующими (оливин, рудные, биотит, апатит), либо их количество увеличивается до такой степени, что они начинают выделяться в виде самостоятельной фазы и дают начало плагиогранитным, эндербитовым и чарнокитовым дайкам, рвущим как сам меланократовый комплекс, так и вмещающие его породы (микроплагиогранит, мезопертит, кварц). Такое же изменение минерального состава, параллельное закономерному изменению составов пироксенов и плагиоклазов, отмечается в разрезах классических расслоенных комплексов и фиксирует кристаллизацию последовательно перекрывающих один другой комплексов из единой дифференцирующейся материнской магмы [Уэйджер, Браун, 1970].

Рассмотрим изменения составов пироксенов комплексов главной фазы на пироксеновой диаграмме *En—Wo—Fs* (рис. 7). Пироксены нижнего и верхнего лейкократовых комплексов образуют очень близкие, но разнонаправленные эволюционные кривые. Состав пары пироксенов меланократового комплекса совпадает с самыми железистыми составами пироксенов верхов разреза нижнего лейкократового комплекса. Это подтверждает возможность кристаллизации габбро-норит-норитового комплекса из остаточного дифференцированного расплава нижнего и верхнего анортозитовых комплексов. Составы моноклинных пироксенов габбро-норитовых и анортозитовых даек, секущих породы главной фазы, образуют поле, а составы их ромбических пироксенов — линию, частично совпадающие с кривыми эволюции клино- и ортопироксенов нижнего анортозитового комплекса (в верхней части его разреза) и частично продолжающие эти кривые в более железистую область. Это свидетельствует о том, что дайки образовались из дифференциата материнской магмы главной фазы анортозитового массива.

Ортопироксен из эндербитовой дайки, секущей габбро-норит-норитовый комплекс, занимает крайнее правое положение (характеризующе-

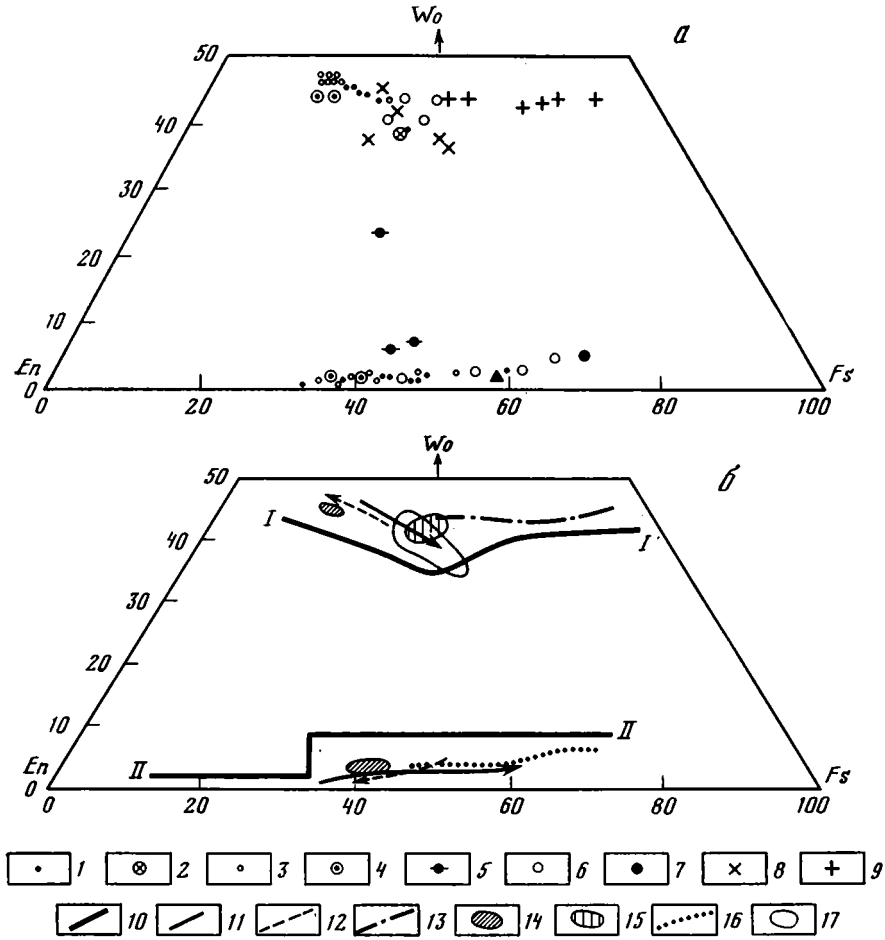


Рис. 7. Диаграмма *En—Wo—Fs* изменения составов пироксенов в породах Геранского массива (*а*) и тренды эволюции составов пироксенов Геранского массива и Бушвельдского расслоенного плутона (*б*)

1—7 — главная фаза: *1* — нижний анортозитовый комплекс, *2* — средний габбро-норито-норитовый комплекс, *3* — верхний анортозитовый комплекс, *4* — придонная эндоконтактовая зона, *5* — нераспавшиеся закаленные пироксены придонной эндоконтактовой зоны, *6* — анортозитовые и габбро-норитовые дайки, *7* — эндербитовая дайка; *8*, *9* — краевая фаза: *8* — габброиды и анортозиты, *9* — габбро-сиениты и сиениты; *10—13* — тренды эволюции химических составов: *10* — нераспавшихся клинопироксенов Бушвельдского расслоенного плутона (*I—I*), ортопироксенов того же плутона (*II—II*), *11* — пироксенов из структур распада нижнего анортозитового и габбро-норито-норитового комплексов, *12* — верхнего анортозитового комплекса, *13* — клинопироксенов из габбро-сиенитов и сиенитов краевой фазы; *14 — 17* — поля составов: *14* — пироксенов из структур распада придонной эндоконтактовой зоны, *15* — клинопироксенов из структур распада даек, секущих породы главной фазы, *16* — тренд ортопироксенов из тех же структур распада даек, *17* — клинопироксенов из габброидов и анортозитов краевой фазы. Стрелка — направление изменения составов вверх по разрезу

ся максимальным содержанием ферросилитовой молекулы) на кривой составов ортопироксенов всех даек (габбро-норитовых, анортозитовых, эндербитовых), секущих породы главной фазы. Из этого следует, что не исключена предположенная выше возможность кристаллизации плагиогранитных и эндербитовых даек из остаточного дифференциата материнской магмы главной фазы.

Как уже говорилось выше, габбро-норит-норитовый комплекс надстраивает нижний анортозитовый комплекс. Кумулятивная структура пород нижнего комплекса дает возможность проследить соотношения кристаллизующейся твердой фазы и остаточного расплава, который частично остается между кумулятивными плагиоклазами, а в основном отжимается наверх. В нижней части разреза в интеркумулятивной фазе пород, характеризующей состав остаточной жидкости, присутствует только пироксен. Выше по разрезу к составу интеркумулуса постепенно добавляются рудные, биотит, апатит, микрозернистый плагиогранит. Это фиксирует увеличивающуюся в остаточном расплаве концентрацию железа, титана, щелочей кремнекислоты, летучих. В связи с этим железистость пироксенов снизу вверх по разрезу растет, основность плагиоклаза уменьшается, в них появляются антипертитовые вростки и мирмекиты. Закономерная эволюция состава расплавов приводит в конечном счете к магме состава меланократового комплекса и даек.

По-видимому, так же происходит процесс дифференциации и в верхнем анортозитовом комплексе. Он кристаллизуется от кровли сверху вниз, следовательно, и остаточный расплав отжимается вниз. К сожалению, взаимоотношения меланократового и верхнего лейкократового комплексов не наблюдались, однако можно предположить, что габбро-норито-норитовый комплекс образуется между кристаллизующимися снизу и сверху лейкократовыми комплексами из дифференциата, отжимающегося в процессе затвердевания обоих этих комплексов.

Эндоконтактовые зоны главной фазы. Эндоконтактовая зона главной фазы на юго-западной окраине (в придонной части) массива имеет ширину 50—200 м (см. выше). Эндоконтактовые породы подстилают здесь нижний лейкократовый комплекс и располагаются между ними и вмещающими кордиеритсодержащими гнейсами (см. рис. 1, 2).

Породы низов разреза главной фазы в описываемом участке характеризуются относительно повышенной меланократовостью по сравнению с обычными породами нижнего комплекса. Это, по-видимому, является следствием близости к донной части массива и концентрации здесь фемических минералов из-за обогащения придонной магмы тяжелыми компонентами.

Переход пород собственно главной фазы к породам эндоконтактовой зоны отмечен появлением среди крупнозернистых анортозитов и габбро-норитов нижнего лейкократового комплекса прослоев и линз мелко- и разнозернистых норитов и норито-анортозитов. Местами наблюдается тонкое чередование норитов и анортозитов. Отдельные прослои имеют мощность 10—15 см и резкие прямолинейные контакты. При приближении к гранулитам нориты приобретают ярко выраженную полосчатость и становятся похожими на кристаллические сланцы. Вблизи вмещающих пород эндоконтактовая зона сложена чередующимися относительно крупнозернистыми анортозитами и полосчатыми мелкозернистыми габбро-норитами и норитами. Породы зоны часто раздроблены, окварцованы и прорваны кварц-микроклиновыми жилами, особенно вблизи контакта. Поблизости от вмещающих пород в габбро-норитах эндоконтактовой зоны встречаются линзы кордиеритсодержащих гнейсов. На небольшом расстоянии эндоконтактовые породы посредством тонкого переслаивания сменяются слоем кордиеритсодержащих гнейсов.

Породы, слагающие эндоконтактовую зону на р. Богидэ, чрезвычайно разнообразны по величине и форме зерен, структурам, текстурам, количественным соотношениям минералов, их химическим составам. По набору минералов эндоконтактовые породы не отличаются от пород собственно анортозитового комплекса, однако количественные соотношения

породообразующих минералов в них более разнообразны. Составы пород колеблются от пироксенитов и гиперстенитов через габбро-нориты и нориты к габбро-норито-анортозитам, норито-анортозитам и анортозитам. Упорядоченного расположения этих типов пород не отмечено.

Величины зерен минералов незакономерно колеблются от 0,1 до 15 мм. При этом образуются равно(крупно-, средне- и мелко-)зернистые, серийнозернистые порфировые структуры. Структуры, определяющиеся формой кристаллов, варьируют от кумулятивных до гранобластовых (роговиковых). Часто наблюдаются габбровые, а также смешанные кумулятивно-габбровые, гранобластово-габбровые и другие структуры. Гранобластовые структуры образуются мелкими полигональными зернами пироксенов и плагиоклаза. Кумулятивные структуры полностью повторяют структуры пород анортозитовых комплексов: наблюдаются идиоморфные плагиоклазы и ксеноморфные интеркумулятивные пироксены клиновидной формы. Иногда кумулятивные плагиоклазы по краям гранулируются с образованием кайм мелких округлых зерен. В некоторых случаях гранулируется интеркумулятивный материал (в основном его лейкократовая, плигиоклазовая часть), а крупные кристаллы остаются относительно идиоморфными. Часто плагиоклаз и пироксен образуют габбровые структуры, свидетельствующие об одновременной кристаллизации этих минералов. Одновременность их выделения подтверждается образованием пойкилитовых структур, включением мелких округлых зерен пироксена в кристалл плагиоклаза, и наоборот. Текстуры пород массивные, полосчатые, пятнистые, флюидальные. Породообразующими минералами являются плагиоклаз и пироксены. В качестве акцессорных включений присутствуют в минимальных количествах рудные минералы и микроплагиогранит.

Плагиоклазы образуют кристаллы таблитчатой или изометричной формы. Бóльшая часть из них полисинтетически сдвойникована. Иногда образуются комплексные двойники. Гранулированные плагиоклазы представлены мелкими округлыми или полигональными зернами, частично полисинтетически сдвойникованными, частично не имеющими двойников. Все плагиоклазы незональные. Составы плагиоклазов незакономерно колеблются от 40 до 46% *An*.

Пироксены представлены относительно идиоморфными или интеркумулятивными ксеноморфными кристаллами, округлыми мелкими зернами, включенными в плагиоклаз, мелкими полигональными зернами.

В первом случае пироксены почти всегда слагают зерна со структурами распада. Минералом-хозяином всегда является ромбический пироксен, а ламели сложены авгитом. Количество продуктов распада обычно велико и составляет 30—35% общей площади зерна. Пироксены в породах с гранобластовыми (роговиковыми) структурами представлены индивидуальными зернами, чаще встречается ромбический пироксен. Плеохроизм ромбических пироксенов усиливается по направлению к гранулитам. Составы пироксенов из структур распада становятся более железистыми по направлению от контакта с гранулитами в глубь эндоконтактовой зоны. Они колеблются от $Fs_{33,3}En_{64,1}Wo_{2,6}$ до $Fs_{48,4}En_{49,8}Wo_{1,8}$ для ромбических пироксенов и от $Fs_{18,3}En_{41,8}Wo_{39,9}$ до $Fs_{22,5}En_{33,5}Wo_{44,0}$ для моноклинных.

Составы ортопироксенов мелкозернистых норитов и полосчатых гранобластовых габбро-норитов колеблются от $Fs_{35,4}En_{62,5}Wo_{2,1}$ до $Fs_{36,4}En_{60,8}Wo_{1,8}$ и практически не меняются в зависимости от положения в эндоконтактовой зоне (табл. 2). Анализ пироксенов показал, что изредка в породах эндоконтактовой зоны, приближенных к вмещающим,

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) пироксенов из индивидуальных зерен и структур распада в породах эндоконтактовой зоны и в ксенолитах пород главной фазы в краевом комплексе

Компонент	1	2		3	4		5		6		7	8	9	10		11
	Opx	*Opx*	*Cpx*	*Opx*	*Opx*	*Cpx*	*Opx*	*Cpx*	*Opx*	*Cpx*	*Cpx*	*Pig*	*Pig*	*Opx*	*Cpx*	*Opx*
SiO_2	53,16	54,98	51,88	52,09	52,38	51,79	52,23	52,07	51,25	51,37	53,50	49,97	49,86	52,14	51,60	53,06
TiO_2	0,18	0,21	0,75	0,25	0,31	0,64	0,22	0,62	0,23	0,53	0,14	0,44	0,35	0,18	0,59	0,01
Al_2O_3	0,79	1,60	3,90	1,52	0,53	1,79	1,27	1,88	1,03	1,96	1,55	1,32	1,77	0,95	1,74	0,05
FeO	23,71	19,06	10,95	23,09	25,12	10,57	23,84	9,59	29,63	12,47	17,34	25,38	24,83	26,22	9,40	21,34
MnO	0,33	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,36	0,21	0,33	0,21	0,50	0,21	0,20	0,42	0,40	0,40	0,16	0,70
MgO	21,73	20,54	14,01	22,68	20,14	13,33	21,11	13,94	17,14	11,67	13,17	16,56	17,92	18,42	12,78	19,11
CaO	1,00	1,11	18,65	1,01	0,82	20,99	1,01	21,14	0,90	21,35	11,48	4,15	3,67	0,64	22,27	0,53
Na_2O	0,02	0,28	0,42	Нет	0,02	0,31	Нет	0,34	0,04	0,37	0,22	Следы	0,13	Нет	0,30	0,02
K_2O	Нет	Нет	Нет	0,01	0,02	0,02	0,03	0,05	0,01	0,01	Нет	0,02	0,05	»	Нет	0,03
Fe_2O_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,41	0,34	Не опр.	Не опр.	0,16
H_2O	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0,02	0,22	»	»	Не опр.
Сумма	100,92	97,78	100,56	100,65	99,70	99,65	100,04	99,84	100,73	99,94	97,60	99,69	99,54	98,95	98,84	95,01
Fs	36,4	33,3	18,4	35,4	40,7	16,7	38,2	15,7	48,4	22,5	31,1	43,7	41,3	44,2	15,5	38,0
En	60,8	64,1	41,7	62,5	57,4	39,0	59,8	40,3	49,8	33,6	42,4	47,7	51,5	54,6	37,7	60,0
Wo	1,8	2,6	39,9	2,1	1,9	44,3	2,0	44,0	1,8	44,0	26,5	8,6	7,2	1,6	47,7	2,0

Примечание: 1—9 — породы придонной эндоконтактовой зоны: 1, 3 (обр. 219/16, 1417/2) — мелкозернистые контактовые нориты, 2, 4—7 (обр. 1417/1, 219/7, 219/5, 6/46) — габбро-нориты, 8, 9 — нориты; 10 (обр. 225/1) — ксенолит породы главной фазы в краевой, габбро-норит; 11 (обр. 57/2) — оплавленное включение *Opx* в *Cpx* краевой фазы, габбро.

1—9 — верховья р. Богидэ; 10 — верховья руч. Олом; 11 — среднее течение р. Богидэ.

Анализы по данным: 2, 3 — М. К. Суханова и М. Ю. Хотина; 7—9 — Л. П. Карсакова с соавторами [1977].

Анализы выполнены: 1, 4 — 6, 10 — в ИГГ СО АН СССР Ю. Г. Лаврентьевым и Л. Н. Поспеловой на микроанализаторе *IXA*-5a; 2, 3 — в ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе «*Cameca*»; 7—9 — в химической лаборатории ДВГИ ДВНЦ АН СССР; 11 — в ГИН АН СССР Л. И. Лучининой на микроанализаторе «*Cameбax*».

встречаются субкальциевые авгиты и пижониты, аналогичные по составу первичным (не распавшимся на гиперстен и авгит) пироксенам главного комплекса [Карсаков и др., 1977] (см. табл. 2). В одном образце с нераспавшимися пироксенами могут присутствовать обычные структуры распада пироксенов.

Все перечисленное выше позволяет считать, что эндоконтактовая зона в придонной части анортозитового массива (нижнего анортозитового комплекса) образовалась при внедрении магмы в относительно более холодные породы раннего архея. Существование пород с роговиковой (гранобластовой) структурой, наличие нераспавшихся первичных пижонитов и субкальциевых авгитов определяются переохлаждением магмы при соприкосновении с более холодными гранулитами. Значительная неоднородность пород эндоконтактовой зоны, их незакономерная изменчивость (по соотношению минералов, зернистостей, текстур, структур) на малых расстояниях обусловлены чрезвычайной неравномерностью условий кристаллизации в этой узкой зоне из-за переохлаждения, неравномерного охлаждения и течений внутри магмы на границе с жесткой рамой.

Мелкозернистые габбро-нориты и нориты с роговиковой структурой, по-видимому, являются закалочной фацией главного комплекса и отвечают по составу его первичной магме. Их составы характеризуются максимальным для главного комплекса содержанием MgO. Уменьшение магнезиальности пироксенов из структур распада от контакта внутрь эндоконтактовой зоны свидетельствует о кристаллизации от границы с гранулитами к центру массива. Наиболее магнезиальные пироксены из структур распада близки по составу к пироксенам закалочной фации.

Эндоконтактовая зона главной фазы на северной окраине массива (на р. Быстрой) располагается на границе непрерывного разреза нижнего и среднего комплексов главной фазы с раннеархейскими гранулитами ксенолита вмещающих пород. Зона эндоконтакта занимает полосу шириной 600—700 м на границе с гранулитами и формально совпадает с габбро-норит-норитовым комплексом. Отметим те черты в строении меланократового комплекса на р. Быстрой, которые могут быть вызваны его положением на границе с вмещающими породами.

Все породы комплекса мелко-среднезернистые. Местами в его разрезе наблюдается ритмичное чередование средне- и мелкозернистых разновидностей. Породы имеют долеритовые, долеритово-кумулятивные, долеритово-габбровые структуры. Иногда здесь встречаются сложные пойкилитовые структуры: мелкие каплеобразные вытянутые зерна пироксена включены в кристалл плагиоклаза и располагаются по направлениям, лучами расходящимися от крупных интеркумулятивных пироксенов. При удалении от пироксеновых зерен эти включения в плагиоклазах исчезают. Такое же положение в кристаллах плагиоклазов занимают мелкие кляксообразные зерна рудных минералов.

Плагиоклазы комплекса зональны. Пироксены встречаются в виде индивидуальных зерен, реже в виде структур распада. Составы индивидуальных пироксенов аналогичны составам продуктов распада.

Зональность плагиоклазов, пойкилитовые и долеритовые структуры, относительная мелкозернистость пород эндоконтактовой зоны указывают на сравнительно высокую скорость их остывания. Сравнительно однородная (в пределах образца) зернистость породы, практически полное отсутствие роговиковых структур указывают на отсутствие переохлаждения магмы на контакте с вмещающими породами. Это обусловлено большой концентрацией в магме верхнего краевого комплекса летучих компонентов, вызвавшей понижение температуры кристаллизации маг-

мы. Такое понижение точки плавления привело, по-видимому, к тому, что породы этой эндоконтактовой зоны начали кристаллизоваться позже других частей интрузий. Подобные явления изучались экспериментально [Рябчиков, Когарко, 1963] и предполагались в природных объектах [Богатиков, Лебедев, 1964]. В связи со значительным занижением точек кристаллизации при достижении критических температур затвердевание породы произошло быстро, создав иллюзию ускоренного остывания на контакте магмы с более холодными вмещающими породами. На самом же деле все вышеописанные характерные черты эндоконтактовой зоны р. Быстрой по сравнению с остальными участками разреза обусловлены концентрацией летучих в верхней части колонны магматического расплава. Понижение температуры кристаллизации пород обусловило длительный контакт вмещающих пород с активной жидкой магмой, насыщенной летучими и гранитными компонентами, и предопределило интенсивное воздействие анортозитовой магмы на породы рамы.

Таким образом, рассмотрены две эндоконтактовые зоны анортозитового массива: нижняя, близкая к донной, на р. Богидэ и верхняя на р. Быстрой. Различия в составах, структурах, текстурах, условиях кристаллизации в этих двух зонах связаны с различным положением в разрезе и, следовательно, с различными составами и свойствами магм, контактирующих с вмещающими породами, с различной длительностью контакта рамы с магмой. Наличие эффекта переохлаждения в не обогащенной летучими первичной магме приводило к образованию закалочных пород, называемых ниже роговиками.

Поскольку район р. Богидэ представляет собой придонную часть разреза, то при дальнейшей кристаллизации пород массива накопления летучих здесь не происходило, температуры кристаллизации были высоки, роговики сохранились и зафиксировали состав первичной магмы. В эндоконтактовой зоне меланократового комплекса на р. Быстрой роговики, по-видимому образовавшиеся при внедрении магмы, позже были ассимилированы магмой, сохранявшей подвижность и активность в течение продолжительного времени.

Строение разреза краевой фазы Геранского анортозитового массива. Краевой комплекс изучался на юго-западной окраине (в придонной части) массива, на р. Богидэ. Л. П. Карсаковым с соавторами [1977] он выделяется здесь как отдельный Оломский габбро-сиенитовый массив. В этом участке краевой комплекс прорывает породы главной фазы в придонной части ее разреза. Внедрение его произошло таким образом, что он занял нижние уровни разреза нижнего анортозитового комплекса главной фазы. Стратиграфически слоистый краевой комплекс перекрывает придонную часть разреза нижнего лейкократового комплекса с эндоконтактовой зоной и перекрывается видимыми средней и верхней частями разреза этого же комплекса (см. рис. 2). На западе и востоке он располагается между двумя полями развития пород главной фазы, а на севере и юге уничтожается мезозойскими гранитами (см. рис. 1).

Породы, слагающие краевую фазу, очень разнообразны. Поэтому слоистое строение разреза хорошо различимо, так как соседние слои обычно различаются по минералогическому составу и разделяются сравнительно резкими границами. Мощность слоев меняется от нескольких сантиметров до десятка метров. Каждый слой сложен единым минеральным парагенезисом, но внутри слоя снизу вверх может увеличиваться количество лейкократовых компонентов. Отдельные слои могут выклиниваться или менять свою мощность. Из-за плохой обнаженности не представляется возможным проследить слои на большое расстояние. Разрез четко делится на пачки (макрослои), характеризующиеся пре-

обладанием слоев тех или иных пород или ритмичным чередованием определенных слоев. Пачки, по-видимому, более или менее сохраняют в разрезе состав и соотношение с соседними пачками.

В случаях плохой обнаженности слоистость вообще не различается, а фиксируются только макрослои по составам преобладающих пород.

Нижняя и верхняя части разреза сравнительно хорошо обнажены, каждая имеет очень характерное индивидуальное строение, ясно различимую слоистость и всегда хорошо распознается. Центральные части разреза обнажены чрезвычайно плохо, слоистость фиксируется только в редких случаях, а обычно приблизительно выделяются макрослои по преобладающей породе. Отдельные части середины разреза плохо сопоставляются между собой, так как в их строении не различаются индивидуальные черты.

Ниже описывается предположительно непрерывный разрез с запада на восток вдоль р. Богидэ. Нижняя часть разреза наиболее полно представлена в верховьях р. Богидэ и в верховьях руч. Стланикового.

На крупнозернистых анортозитах, габбро-норитах и мелкозернистых норитах эндоконтактовой зоны залегают:

	Мощность, м
1. Чередующиеся 1—5-метровые слои нельсонитов, рудных троктолитов, местами рудных анортозитов	80—110
2. Рудные анортозиты с редкими прослоями рудных троктолитов и нельсонитов	40—50
3. Рудные оливиниты с прослоями нельсонитов и рудных троктолитов	30—40
4. Чередующиеся 0,5—4-метровые слои рудных троктолитов и рудных анортозитов	15—20
5. Чередующиеся 0,5—4-метровые слои троктолитов и анортозитов	15—20

Далее из-за плохой обнаженности слоистость неразличима и слоистое строение фиксируется сменой с запада на восток полос с преобладанием одной породы на полосы с преобладанием другой породы.

На водоразделе р. Богидэ и руч. Олом описаны:

	Мощность, м
6. Сиенитизированные* рудные габбро-пироксениты	50—100
7. Рудные анортозиты и габбро-анортозиты	100—150
8. Чередующиеся габбро-анортозиты и анортозиты, сменяющиеся вверх по разрезу сиенитизированными в разной степени разностями этих пород	600—700

В русле руч. Олом и в правом борту р. Богидэ в коренных обнажениях выходят:

	Мощность, м
9. Рудные перидотиты и пироксениты, переслаивающиеся с рудными габбро, габбро-анортозитами и анортозитами	100

На подъеме из долины р. Богидэ на водораздел рек Богидэ — Сорога:

	Мощность, м
10. Переслаивающиеся рудные габбро- и габбро-анортозиты и прослои рудных троктолитов, частично сиенитизированные	200—250
11. Анортозиты с прослоями габбро и габбро-анортозитов, частично рудосодержащих. Все породы неравномерно сиенитизированы	400—500

Далее — обнажение в руч. Глухом (приток р. Сороги):

	Мощность, м
12. Анортозиты	50—60
13. Троктолиты	40

* В статье этим термином обозначены мезопертитсодержащие породы.

	Мощность, м
14. Рудные троктолиты	40
15. Рудные пироксениты и перидотиты	10—20
16. Мелкозернистые рудные габбро	3—4

Разрез перекрывается анортозитами главного комплекса

Внутри описанного разреза можно выделить пять ритмов: четыре нижних начинаются с наиболее меланократовых пород и завершаются относительно более лейкократовыми породами. Во всех этих ритмах мафические минералы имеют максимальные величины зерен в нижней части ритма, в месте их максимальной концентрации. Величина зерен плагиоклазов в целом увеличивается снизу вверх по ритму. Пятый ритм имеет обратный порядок пород — снизу вверх лейкократовые породы сменяются меланократовыми, зернистость меняется в противоположном направлении: внизу — наиболее крупные зерна плагиоклазов, вверху кристаллы плагиоклазов становятся мелкими, а зерна оливина и пироксена приобретают наибольший размер. Вероятно, породы V ритма представляют собой образование типа «верхней краевой группы» [Уэйджер, Браун, 1970], возникшее при внедрении жидкой габброидной магмы в полностью или частично закристаллизовавшиеся породы анортозитового комплекса, а мелкозернистые габбро слагают образовавшуюся при этом зону закалки.

В низах I (слои 1—2) ритма содержится максимальное для всего разреза количество рудных минералов (до 70%) и апатита (до 35%). Практически единственным темноцветным минералом этого ритма является оливин, пироксены почти не встречаются. В нижней части II (слои 3—5) ритма содержится максимальное для разреза количество оливина (до 70%), количество рудного и апатита уменьшается по сравнению с I ритмом соответственно до 25 и 10—15%.

В III (слои 6—8) и IV (слои 9—11) ритмах главным темноцветным минералом является пироксен, максимальная концентрация которого в нижних слоях ритмов доходит до 70—80%. В породах III ритма оливин практически не встречен, в породах IV ритма максимальное количество оливина (15%) — в низах разреза. Максимальное количество рудных в III ритме 35%, апатита 5%, в IV ритме соответственно 20 и 5%. В породах обоих ритмов появляется циркон.

В породах V (слои 12—16) ритма содержатся и пироксены и оливин, максимальные их количества по 50% в рудном горизонте. Оливин встречается чаще пироксена. Максимальное количество рудных 15%, а апатита 7% в рудных ультраосновных породах.

Породы I, II и V ритмов не сиенитизированы, в III и IV ритмах количество наложенного мезопертита достигает 80%, при этом сиенитизация наложена неравномерно. Породы II, III и IV ритмов прорываются мелкими телами кварц-микроклиновых гранитов (пегматитов), во II ритме с биотитом и рутилом, и сиенитов.

В I ритме содержатся ксенолиты крупнозернистых анортозитов, габбро-норитов и мелкозернистых норитов эндоконтактовой зоны, в III, IV, V ритмах — ксенолиты анортозитов, редко габбро-анортозитов главного комплекса. Максимальное количество их — вверху IV и в V ритме (вблизи границы с главным комплексом).

Все породы краевого комплекса мелко- или среднезернистые (величина зерен 0,5—4 мм), часто порфировидные (вкрапленники до 10×6 мм). Текстуры пород массивные, полосчатые, пятнистые, трахитоидные; структуры габбровые, гипидиоморфнозернистые, кумулятивные, аллотриоморфнозернистые, пойкилобластовые, гломеробластовые, сидеронитовые.

Минеральный и химический состав пород краевой фазы. Породы краевого комплекса очень разнообразны по минеральному составу. Они содержат плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин, рудные минералы, апатит, циркон, мезопертит, биотит, кварц, микроплагиогранит, зеленые и синие роговые обманки.

Плагиоклаз является одним из главных минералов в большинстве пород краевого комплекса. Он образует длиннопризматические, изометрические или ксеноморфные округлые зерна со средним размером 0,5—4 мм в основной массе и до 10 мм во вкрапленниках. 30% кристаллов образуют комплексные двойники, аналогичные таким же образованиям главной фазы. Остальные плагиоклазы полисинтетически сдвойникованы по альбитовому закону. Мелкие округлые зерна часто не имеют двойникового строения. Плагиоклазы включают в себя антипертиты, незакономерные и неправильные участки калиевого полевого шпата, игольчатые ориентированные включения рутила, сфена и рудных минералов. Многие зерна плагиоклазов разъедаются поздним кварцем, микроплагиогранитом и мезопертитом. Последнее происходит особенно интенсивно: мезопертит часто нацело замещает плагиоклаз и становится породообразующим минералом. Плагиоклазы нижних частей ритмов интенсивно корродируются рудной массой (рудные минералы+апатит).

Все плагиоклазы краевого комплекса не зональны, составы их снизу вверх по разрезу нелинейно меняются от № 50 до № 28 в несиенитизированных породах и от № 38 до № 22 в сиенитизированных (см. рис. 2). При этом внутри каждого из четырех нижних ритмов основность плагиоклаза уменьшается снизу вверх по разрезу (не связанно с соседними ритмами). В V ритме изменение составов плагиоклазов по разрезу обратное.

Моноклинные пироксены являются единственными пироксенами краевой фазы. Они в основном образуют идиоморфные кристаллы размером от 1 до 4 мм в основной массе и до 10 мм во вкрапленниках. Часто встречаются гломеропорфировые сростки. Часть зерен содержит ориентированные пластинчатые включения бурого цвета. Пироксены корродируются рудной массой, мезопертитом, реже микроплагиогранитом. По ним развиваются (местами в виде кайм) биотит и синяя роговая обманка. Пироксены представлены авгитом, ферроавгитом и феррогеденбергитом. Составы их снизу вверх по разрезу становятся все более железистыми и меняются от $Fs_{24,1}En_{37,4}Wo_{38,5}$ до $Fs_{39,0}En_{21,2}We_{39,1}$ в несиенитизированных породах и от $Fs_{39,1}En_{22,7}Wo_{44,2}$ до $Fs_{54,1}En_{2,1}Wo_{43,8}$ в сиенитизированных (табл. 3).

Оливин встречается чаще всего в виде ксеноморфного (интеркумулятивного) минерала, обычно в срастаниях с рудными минералами. Большинство оливинов замещается вторичными минералами типа боулингита и серпентина. Вокруг оливинов образуются многослойные каймы, сложенные различными роговыми обманками, биотитом, актинолит-хлоритовым агрегатом.

Составы их снизу вверх по разрезу меняются от $Fa_{65}Fo_{35}$ до $Fa_{75,1}Fo_{21,2}Te_{3,7}$ в несиенитизированных породах и от $Fa_{80,7}Fo_{18,1}Te_{1,2}$ до $Fa_{98,1}Fo_{1,0}$ в сиенитизированных.

Рудные минералы могут составлять до 70% объема породы. Они всегда выделяются позже остальных породообразующих минералов. Температуры кристаллизации рудных минералов в краевом комплексе по термометру Линдсли составляют 950° С [Ленников, 1979].

Таким образом, в породах краевого комплекса первыми кристаллизуются плагиоклаз и пироксен, в ультраосновных породах к ним присоединяется оливин. Затем выделяются остальные пироксены и основ-

Таблица 3

Химический состав (в вес.%) моноклинных пироксенов из пород краевой фазы

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	49,20	48,68	48,41	48,07	46,25	50,81	49,60	48,60	46,73	48,26	47,44	47,40	46,66
TiO_2	0,72	0,86	0,73	0,70	0,47	0,67	0,60	0,51	0,97	0,81	0,90	0,79	0,64
Al_2O_3	2,49	2,58	2,45	1,92	0,86	2,86	2,55	1,90	3,38	2,87	2,95	1,44	1,25
FeO	14,76	14,95	16,12	17,44	27,16	12,93	17,63	18,68	17,42	17,46	21,62	22,17	27,03
Fe_2O_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,27	2,50	2,62	5,36	1,40	1,02	3,32	2,76
MnO	0,30	0,27	0,40	0,40	0,70	0,23	0,35	0,40	0,35	0,39	0,45	0,55	0,73
MgO	10,30	10,54	10,92	7,93	1,45	12,38	9,01	9,04	6,81	7,38	5,47	4,06	0,66
CaO	20,20	20,85	16,98	19,85	19,19	17,87	15,75	17,18	18,04	20,21	18,93	19,80	19,05
Na_2O	0,50	0,52	0,55	0,59	0,37	0,32	0,55	0,42	0,26	0,49	0,44	0,48	0,46
K_2O	0,03	0,02	0,06	0,04	0,05	0,04	0,25	0,11	0,08	0,24	0,14	0,07	0,08
Cr_2O_3	0,05	0,01	0,05	Нет	0,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	0,34	0,38	0,46	0,19	»	»	0,54	0,25	0,21	»	»
NiO	»	»	0,02	Нет	Не опр.	Не опр.	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»
H_2O	»	»	Не опр.	Не опр.	»	»	0,9	»	»	0,12	»	»	»
Сумма	98,55	99,28	97,03	97,32	97,02	99,57	98,79	99,46	99,94	99,88	99,57	100,08	99,32
Fs	21,7	24,2	28,1	30,6	49,9	24,1	35,9	35,9	39,6	33,1	40,4	44,1	54,1
En	32,2	31,3	33,9	24,0	4,8	37,4	28,4	27,1	21,3	22,7	17,1	12,4	2,1
Wo	46,1	44,5	38,0	44,6	45,3	38,5	35,7	37,0	39,1	44,2	42,5	43,5	43,8

Примечание. 1, 4 (обр. 58/5, 616/10) — рудные оливинсодержащие клинопироксениты; 2 (обр. 58/4) — рудное габбро; 3 — (обр. 57/2), 5 — (обр. 56/26), 10, 12, 13 — габбро-сиениты; 6 — габбро; 7 — оливиновое габбро; 8 — лейкократовое габбро; 9 — анортозит; 11 — сиенит.

1, 2 — руч. Олом; 3, 5 — среднее течение р. Богидэ; 4 — междуречье Уяна и Сороги; 6—13 — бассейн р. Богидэ.

Анализы выполнены: 1—5 — в ГИН АН СССР Г. В. Карповой и Л. И. Лучининой на микроанализаторе «*Comebax*»; 6—13 — в химической лаборатории ДВГИ ДВНЦ АН СССР [Карсаков и др., 1977].

ная масса оливина. Одновременно с оливином и позже пироксена кристаллизуется рудная масса (рудные+апатит), корродируя все выделившиеся ранее минералы. Позже появляется биотит, накладываясь на пироксены, оливин, рудный минерал и даже на плагиоклаз или образуя каймы вокруг этих минералов (кроме плагиоклаза). Позже или одновременно происходит коррозия плагиоклазов микроплагиогранитом (в малой степени) и интенсивное замещение их мезопертитом. В некоторых породах весь плагиоклаз замещается мезопертитом и на месте габбро и анортозитов образуются габбро-сиениты и сиениты. Краевой комплекс пересекается жилами и дайками, сложенными кварцем, плагиогранитом (аналогичным микроплагиограниту), гранитом и мезопертитовым сиенитом.

Изменение составов минералов в разрезе краевого комплекса сложнее. Во-первых, различаются две эволюционные кривые для главных породообразующих минералов (пироксена, оливина, плагиоклаза) — для несиенитизированных и сиенитизированных пород. Составы плагиоклазов несиенитизированных пород меняются отдельно по каждому ритму, составы пироксенов и оливинов — линейно снизу вверх по разрезу. Вероятно, это следствие недостаточного количества анализов пироксенов и оливинов (см. рис. 2).

Минералы и минеральные ассоциации, бывшие акцессорными в анортозитовом комплексе, или становятся в краевом комплексе породообразующими (оливин, рудные, апатит, биотит, мезопертит), или количество их резко возрастает (циркон, микроплагиогранит) (см. рис. 2).

На диаграмме *En—Wo—Fs* (см. рис. 7) поле составов авгитов несиенитизированных пород краевого комплекса частично совпадает с наиболее железистыми составами клинопироксенов нижнего анортозитового и меланократового комплексов, а частично продолжает их эволюционную кривую в более железистую область.

Ферроавгиты и феррогеденбергиты из сиенитизированных пород краевого комплекса образуют собственную эволюционную линию, не соприкасающуюся с полем пироксенов несиенитизированных пород. Вероятно, краевой комплекс образован двумя видами магм.

Раннеархейские породы юго-восточного борта Алданского щита

Вмещающие Гаранский массив раннеархейские породы контактируют с анортозитами с юго-запада (в междуречье Богидэ — Лимну). Они подразделяются на две толщи. Нижняя представляет собой мигматизированные основные кристаллические сланцы с линзами и прослоями метагаббро-норитов и метаультрабазитов, а верхняя — мигматизированные высокоглиноземистые сланцы (метапелиты) и гнейсы, чередующиеся с гнейсо-гранитами и содержащие небольшое количество линз основных кристаллических сланцев, метагаббро-норитов и метаультрабазитов. По данным Н. Б. Заборовской, общая мощность разреза 3200 м, мощность нижней толщи 1500 м, верхней 1700 м. Эти толщи соответствуют нижней и средней частям типичного разреза тимптоно-джелтулинской серии юго-восточной окраины Алданского щита.

Раннеархейские породы из ксенолита (на р. Быстрой) очень интенсивно гранитизированы. По сохранившимся реликтовым прослоям основных кристаллических сланцев и высокоглиноземистых гнейсов можно заключить, что 1000-метровый разрез здешних гранулитов аналогичен участку верхней толщи раннеархейского разреза междуречья Богидэ — Лимну (М. К. Суханов, М. Ю. Хотин, устное сообщение).

Геранские анортозиты прорывают верхнюю гнейсо-гранулитовую толщу раннеархейского разреза. Преобладающими породами этой толщи являются пятнисто-полосчатые гнейсы, представляющие собой плагиогранитную или эндербитовую основную массу, в которую погружены включения темно-зеленого цвета округлой, овальной или линзовидной формы.

Меланократовые стяжения в пятнисто-полосчатых гнейсах представлены следующими ассоциациями:

$$Gr + Hyp + Pl + Q \pm Sill \pm Cd \pm Kf \pm Bi, \quad (1)$$

$$Gr + Hyp + Pl + Q + Sp + Mt \pm Sill \pm Cd \pm Kf \pm Bi, \quad (2)$$

$$Pl + Cd + Hyp + Sp + Mt + Q, \quad (3)$$

основная гранитная эндербитовая масса сложена

$$Pl + Q \pm Cd \pm Kf, \quad (4)$$

$$Q + Cd \pm Hyp, \quad (5)$$

$$Q + Pl + Kf + Cd + Gr + Hyp, \quad (6)$$

$$Q + Pl + Hyp. \quad (7)$$

Гранито-гнейсы из верхней толщи гранулитов представлены

$$Pl + Q + Hyp \pm Kf \pm Bi \pm Cd \pm Sill. \quad (8)$$

Наиболее распространенным в меланократовых стяжениях гнейсов является парагенезис (1), хотя парагенезисы (2) и (3) встречаются тоже часто. Железистость гранатов в бесшпинелевых парагенезисах меняется от 54 до 61% и даже до 67% в сильно кордиеритизированных образцах [Ленников, 1979]. Все ортопироксены являются гиперстенами, железистость их составляет 40%, а содержание глинозема — 4,6—7,2%. Шпинель представлена мелкими зернами зеленого цвета, содержащими включения магнетита. Она часто окружена каймами граната, граната и силлиманита, кордиерита и гиперстена. Отмечаются единичные находки непосредственно соприкасающихся шпинели и кварца [Ленников, 1979]. Кордиерит присутствует почти исключительно в виде симплектитовых сростков с гиперстеном или с гиперстеном и плагиоклазом. Изредка кордиерит встречается в виде мелких равновесных зерен — парагенезис (3). Силлиманит встречается очень редко. Калиевый полевой шпат присутствует в виде мезопертита или в виде антипертовых вростков в плагиоклазе.

Гранитная основная масса пятнисто-полосчатых гнейсов парагенезисов (4)—(7) состоит главным образом из кварца и кордиерита. Она содержит очень мало граната и гиперстена. Содержание силлиманита здесь крайне невелико, шпинель отсутствует полностью. Несколько повышается по сравнению с меланократовыми стяжениями количество калиевого полевого шпата, хотя состав гранитной массы в основном эндербитовый. Содержание кордиерита в некоторых образцах достигает 50%. Кордиерит представлен индивидуальными крупными зернами, часто неправильной лапчатой формы, срастающимися с кварцем.

Гранито-гнейсы сложены в основном эндербитами, реже чарнокитами. Их главным парагенезисом является $Pl+Q+Hyp\pm Kf\pm Bi$, к которому изредка добавляются гранат, силлиманит и кордиерит.

Существование парагенезисов (1)—(7) и составы слагающих их минералов позволяют отнести джугджурские гранулиты к гиперстен-силлиманитовой фации метаморфизма на границе ее с кордиерит-гранатовой

и к собственно кордиерит-гранатовой фации [Кориковский, 1979]. Породы такого уровня глубинности относятся к сутамской фации гранулитового метаморфизма. Низкие содержания Al_2O_3 (4,6—7,2%) в гиперстенах джугджурских гранулитов даже по сравнению с метаморфизованными в сутамской же фации метаморфизма породами соседних районов (7,7—9,6%) [Кастрыкина, 1974] позволяют предполагать, что джугджурские гранулиты, хотя бы отчасти, относятся к наименее барической части сутамской фации метаморфизма (P=6,8—7 кбар). Это же подтверждается существованием безкварцевого парагенезиса $Hyp+Sill+Cd+Sp+Gr+Bi+Kf+Pl$, отвечающего реакции $Hyp+Sill=Cd+Gr+Sp$. Эта реакция является пограничной для *Hyp—Sill* фации при пониженных давлениях [Кориковский, 1979].

Л. П. Карсаков с соавторами [1975] относят джугджурские гранулиты к чогарской фации гранулитового метаморфизма на основе существования парагенезиса *Sp—Q*, указывающего, по их мнению, на очень высокие давления метаморфизма — примерно 10—11 кбар. По данным С. П. Кориковского [1979], сосуществующие герцинит и кварц, несомненно, могут возникать только в условиях наивысших степеней гиперстен-силлиманитовой и гранат-кордиеритовой фаций, внутри которых располагаются и чогарская и сутамская фации. Однако малочисленные и неоднозначные экспериментальные данные не позволяют точно определить условия существования шпинель-кварцевого парагенезиса. Следовательно, отнесение джугджурских гранулитов по наличию этого парагенезиса к чогарской или сутамской фации не представляется возможным.

Таким образом, джугджурские гранулиты относятся к сутамской фации регионального метаморфизма и характеризуются T=820—860° С, P=7—8 кбар по С. П. Кориковскому [1979] и T=720—800° С, P=8—8,5 кбар по Л. П. Карсакову [1978].

Парагенезисы меланократовых стяжений из пятнисто-полосчатых гнейсов, как правило, соответствуют гиперстен-силлиманитовой фации регионального метаморфизма на границах ее с гранат-кордиеритовой фацией, а парагенезисы лейкократовой плагиогранитной «мигмы» (гранитной основной массы) — гранат-кордиеритовой фации. Переход от парагенезисов гиперстен-силлиманитовой фации к парагенезисам гранат-кордиеритовой соответствует параллельному снижению температуры и давления по Л. П. Карсакову и соавторам [1975] и повышению температуры или снижению давления по С. П. Кориковскому [1979]. По-видимому, второе предположение более правильное и соответствует частичному расплавлению или перераспределению вещества в процессе мигматизации (ультраметаморфизма) в условиях повышения температуры или понижения давления.

Очень сильно от джугджурских гранулитов отличаются породы, непосредственно соприкасающиеся с анортозитами. Петрографически это те же пятнисто-полосчатые гнейсы, однако составы минералов иные. Железистость минералов — граната, гиперстена, кордиерита — резко повышается по направлению к анортозитовому массиву, достигая максимума на границе с ним. Параллельно увеличивается глиноземистость ортопироксена, резко уменьшается количество биотита, на самой границе с анортозитами появляется чрезвычайно высокотемпературный минерал — осумилит [Богданова и др., 1980]. Все это фиксирует резкое повышение температуры по направлению к анортозитам и свидетельствует в пользу интрузивного внедрения анортозитов в метаморфизованные и мигматизированные раннеархейские толщи.

Условия кристаллизации пород Геранского анортозитового массива

Температура кристаллизации первичных пироксенов главной фазы составляла 1000—1100° С. Температура кристаллизации кумулятивных плагиоклазов была еще выше и равнялась примерно 1200—1300° С [Ленников, 1979]. Охлаждение пород главной фазы, как было показано, шло очень медленно, со скоростью, близкой к скорости достижения термодинамического равновесия. В процессе остывания происходил распад твердых растворов первичных пироксенов. Температура закалки этого процесса составляла 600—700° С.

Минимальные давления метаморфизма раннеархейских гранулитов юго-восточного борта Алданского щита 7 кбар.

Экзоконтактовые изменения, связанные с внедрением анортозитов, наложены на уже образовавшиеся гранулиты. Следовательно, максимально возможное давление, имевшее место при образовании главной фазы анортозитов, равно 7 кбар. Давление, существовавшее в момент образования экзоконтактового ореола интрузии, определенное по сосуществующим гранату и кордиериту, составляет 5,5 кбар [Hensen, Green, 1973]. Таким образом, давление, существовавшее в начальную стадию формирования анортозитового массива, составляло, по-видимому, менее 7 кбар и равнялось 5—6 кбар. Дополнительным подтверждением того, что давление при становлении анортозитов было ниже, чем при региональном метаморфизме вмещающих пород, служит чисто магматическая кумулятивная крупнозернистая структура анортозитов. В отличие от них метагаббро-нориты, метаультрамафиты из раннеархейского разреза, претерпевшие региональный метаморфизм сутамской фации ($P=7$—8 кбар), несут отчетливые следы метаморфизма, выразившиеся в широком распространении гранобластовых структур. Вероятно, если бы кристаллизация анортозитов происходила при таком же давлении ($P=7$—8 кбар), то не могли бы образоваться породы с типично магматической структурой без всяких следов гранобластеза.

Очень медленное остывание магмы и пород главной фазы определялось, по всей вероятности, остаточными после гранулитового метаморфизма высокими температурами вмещающих пород. Это обстоятельство, а также существование в период становления главной фазы высокого давления, близкого к давлению гранулитового метаморфизма, указывают на то, что внедрение анортозитов, видимо, происходило вскоре после апогея гранулитового метаморфизма пород региона.

Температура начала кристаллизации пород краевой фазы составляла 950—1050° С. Образование мезопертитов происходило при меньших температурах [Ленников, 1979].

К сожалению, нет возможности определить давление, существовавшее в период кристаллизации пород краевого комплекса. Можно предполагать, что давление было ниже, чем в период становления главной фазы, так как парагенезисы $Cpx+Opx+Ol+Pl$ в породах меланократового комплекса, сходных по валовому составу с породами краевого комплекса, сменились в последнем на парагенезис $Cpx+Ol+Pl$. Отсутствие сведений о величине давления, существовавшего при кристаллизации краевого комплекса, а также о величинах абсолютных возрастов не дает нам возможности оценить интервал между внедрением главной и краевой фаз. Представляется, что этот интервал был невелик, но наверняка пока можно сказать только, что краевой комплекс внедрялся после гранулитового и до амфиболитового («станового») метаморфизма.

Возможные составы материнских магм главной и краевой фаз

Состав материнской магмы в момент внедрения консервируется составом закалочных пород, возникающих на границе с вмещающими породами. Роговики придонной эндоконтактовой зоны нижнего лейкократового комплекса соответствуют составу магмы главной фазы, так как три комплекса, ее слагающие, образуют единый разрез и кристаллизовались, по-видимому, из единой порции магмы.

Закалочные нориты главной фазы имеют состав высокоглиноземистого толеитового базальта на границе с андезито-базальтом (по Д. Я. Макдональду и Т. Кацуре, заимствовано у Ф. Хэтч и др. [1975]). Очень близкий состав имеют породы анортозитовых жил, прорывающих основные кристаллические сланцы неподалеку от Геранского массива (табл. 4) [Ленников, 1979]. Средний состав пород главной фазы тоже соответствует высокоглиноземистому толеитовому базальту [Ленников, 1979]. Однако количество окиси магния в роговиках и породах даек превышает количество этого окисла в породах среднего состава, а также в наиболее магнезиальных породах видимого разреза главной фазы. Поэтому можно предположить, что в современном эрозионном срезе не обнаружены низы разреза главной фазы, сложенные породами со значительным содержанием окиси магния. Такими породами могут быть пироксениты, аналогичные энстатититам из шлиров в донных частях ритмов нижнего анортозитового комплекса, а также пироксенитам из узкой, близкой к донной зоны главной фазы, обнажающейся по соседству с эндоконтактовой зоной (на р. Богидэ). Может быть, частично эти донные породы были уничтожены (ассимилированы) магмой краевого комплекса при внедрении ее в низы разреза главной фазы.

Такие же высокомагнезиальные породы, вероятно, располагались в верхней, прикровлевой части верхнего лейкократового комплекса. Сейчас они уничтожены эрозией.

Отличительной особенностью толеитовых магм является их способность давать остаточные расплавы гранитного состава по В. К. Кеннеди (взято у Ф. Хэтча [1975]). По-видимому, гранитный расплав, образующийся вследствие кристаллизационной дифференциации главной фазы, дает начало гранитным (плагиогранитным, эндербитовым и чарнокитовым) мелким телам и дайкам, прорывающим нижнюю часть разреза меланократового комплекса и ближайшие к нему вмещающие породы (на р. Быстрой).

Закалочные габбро краевой фазы на контакте с нижним лейкократовым комплексом отвечают по составу щелочному оливиновому базальту. Средний состав краевого комплекса имеет состав щелочного оливинового базальта (близкий к трахибазальту): содержание K_2O в среднем составе значительно повышено по сравнению с закалочными породами (2,25 против 0,68%) (см. табл. 4).

Считается, что в процессе кристаллизации оливино-базальтовой магмы в отличие от толеитовой может возникать трахитовый остаточный расплав, с которым смешиваются поздние порции базальтовой магмы и образуются трахибазальты [Kennedy, 1933]. В последнее время описано разделение вследствие ликвации основной и средней магмы, обогащенной железом, титаном, фосфором, летучими, на габброидную и щелочную (трахитовую) части [Маракушев и др., 1979].

В случае краевого комплекса можно предполагать, что первичная магма в промежуточном очаге в результате ликвации разделилась на щелочно-оливиновую и трахитовую магмы. Зона закалки отвечает внед-

Таблица 4

Состав (в вес.%) закалочных пород и средний валовой состав главной и краевой фаз Геранского массива

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	52,84	52,40	51,51	46,60	49,61
TiO_2	0,28	0,14	0,91	2,16	1,92
Al_2O_3	21,30	23,85	22,92	15,05	16,33
Fe_2O_3	2,82	1,28	2,57	9,00	5,96
FeO	3,89	2,75	4,26	8,15	8,37
MnO	0,12	0,05	0,08	0,06	0,20
MgO	5,69	4,18	2,66	3,28	3,11
CaO	8,35	9,25	9,34	9,95	7,66
Na_2O	4,12	4,32	3,23	4,41	3,46
K_2O	0,36	0,64	0,63	0,68	2,25
P_2O_5	—	0,27	—	0,55	0,65
H_2O	—	1,06	—	—	0,37
Сумма	99,77	100,19	98,11	99,89	99,89

Примечание. 1 — закалочный норит главной фазы; 2 — анортозит из анортозитовой жилы в гранулитах; 3 — средний состав главной фазы; 4 — закалочное габбро краевой фазы; 5 — средний состав краевой фазы.

ившейся щелочно-оливиновой магме. Кристаллизация краевого комплекса шла вначале из этого расплава (I, II, V ритмы), а затем произошло смешение отделившейся трахитовой магмы с оставшейся базальтовой. Вследствие этого начали кристаллизоваться породы смешанного состава: габброиды (оливиновые базальты), сиениты (трахиты) и габбросиениты (трахибазальты) (III и IV ритмы).

Возможное генетическое родство магм главной и краевой фаз. Краевой комплекс по строению, петрографическому и минеральному составу, дайковому комплексу и мощности сходен с меланократовым комплексом главной фазы. Различие комплексов состоит в значительно большей концентрации рудных минералов, апатита, циркона, роговых обманок в краевом комплексе и в большом количестве в его разрезе мезопертитсодержащих пород.

Поэтому магма краевого комплекса в принципе может представлять собой поздний дифференциат магмы главной фазы, обладающий всеми свойствами дифференциата, аналогичными свойствам дифференциата меланократового комплекса (см. рис. 2). Но поскольку внедрение краевого комплекса произошло позже внедрения главной фазы, необходимо предположить либо его отделение от материнской магмы в промежуточном очаге вследствие ликвации, либо его происхождение из другой порции (не главной фазы) такой же высокоглиноземистой толеитовой магмы.

Вероятно, что магмы комплексов непосредственно генетически и не связаны, однако часто повторяющиеся в пространстве связи анортозитов с сиенитами и мангеритами позволяют считать выплавление этих магм результатом единого тектонического процесса.

Литература

Богатиков О. А., Лебедев А. П. О роли летучих компонентов в формировании апатитосодержащих титаномагнетитовых руд Кизирского габбро-сиенитового плутона.— Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 1, с. 125—127.

Богданова Н. Г., Лаврентьев Ю. Г. Пироксены Джугджурского анортозитового массива.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1232—1236.

Богданова Н. Г., Тронева Н. В., Заборовская Н. Б. и др. О первой находке метаморфического осумилита в СССР.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 690—693.

Гаврилов В. В., Иванов В. М. Апатит-ильменит-титанмагнетитовые руды Джугджурской провинции — перспективная сырьевая база.— Разведка и охрана недр, 1979, № 4, с. 16—20.

Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 150 с.

Карсаков Л. П., Ленников А. М., Натарова З. С. Новые данные о строении, составе и рудоносности Джугджурского анортозитового массива.— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 2, с. 436—439.

Карсаков Л. П., Шульдинер В. И., Ленников А. М. Гранулитовый комплекс восточной части Становой складчатой области и чогарская фация глубинности.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, с. 47—60.

Кастрыкина В. М. Петрология сутамского метаморфического комплекса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1974. 14 с.

Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.

Лебедев А. П., Павлов Н. В. Джугджурский анортозитовый массив. М.: Изд-во АН СССР. 1957. 84 с. (Тр. ИГЕМ; Вып. 15).

Ленников А. М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М.: Наука, 1968. 157 с.

Ленников А. М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 162 с.

Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 122 с.

Маракушев А. А. Влияние температуры на равновесия ортопироксен — клинопироксен и ортопироксен — оливин.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968, с. 31—52.

Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород.— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1979, № 1, с. 3—22.

Рябчиков И. Д., Когарко Л. Н. Влияние замены анионов на кислотность магматического расплава.— Геохимия, 1963, № 3, с. 305—311.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Хисина Н. Р. Распад и упорядочение твердых растворов как индикаторы термической истории минералов (на примере титаномагнетитов и лунных пироксенов): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1977. 14 с.

Хисина Н. Р., Макаров Е. С. Субсолидусная термическая история пироксенов «Луны-20» по данным рентгенодифракционного исследования. – Геохимия, 1976, № 6, с. 815—823.

Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975. 511 с.

Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузий: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1978. 46 с.

Hensen B. I., Green D. H. Experimental study of the stability cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressure and temperatures.— Contribs Mineral. and Petrol., 1973, vol. 38. N 2, p. 151—166.

Kennedy W. Q. Trends of differentiation in basaltic Magmas.— Amer. J. Sci., 1933, vol. 25, p. 239—256.

McCallum I. S., Raedeke L. D., Mather E. A. Investigations of the Stillwater Complex. Pt I. Stratigraphy and structure of the banded zone.— Amer. J. Sci., 1980, vol. 280-A, pt 1—2, p. 59—87.

Часть вторая

СУБПЛАТФОРМЕННЫЕ АНОРТОЗИТЫ

УДК 552.321(474+477)

А. П. БИРКИС, Л. И. КОШИК

АНОРТОЗИТЫ ПОЗДНИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах западной окраины Восточно-Европейской платформы широко развиты анортозито-рапакивигранитные плутоны, они являются наиболее типичными представителями выделяемой К. А. Шуркиным и Ф. П. Митрофановым [1969] группы формаций этапа стабилизации древних платформ. Изучением геологии и петрографии плутонов в разные годы занимались многие исследователи, особое значение имеют работы В. С. Соболева [1947], А. А. Полканова [1948], Д. А. Великославинского [1953], Ю. В. Кононова [1966], О. А. Богатикова [1966], О. А. Богатикова и А. П. Биркиса [1970 и др.], В. П. Бухарева [1969а, 1970 и др.], В. Н. Мошкина и Н. Н. Дагелайской [1974] и других исследователей.

Геологическое положение анортозитовой серии пород

Формирование анортозито-рапакивигранитных плутонов происходило в раннеплатформенное (начальноплатформенное) время в процессе и после консолидации фундамента платформы и превращения ее в кратон [Богатиков, Биркис, 1970, 1973; и др.]. Относимые к этому типу плутоны являются весьма крупными по размерам (тысячи и десятки тысяч квадратных километров), сложными многофазными интрузивными телами. Они автономны и дискордантны относительно структур рамы, имеют четкие интрузивные соотношения с вмещающими породами архейского и раннепротерозойского возраста, не несут признаков участия в складчатых деформациях и следов заметного регионального метаморфизма. Анортозитовые комплексы всегда тесно связаны с гранитами рапакиви и предшествуют им. В ряде плутонов устанавливаются две интрузивные фазы в базитовой серии пород и до четырех интрузивных фаз в рапакивигранитной серии пород. Эффузивные аналоги анортозитов и рапакиви встречаются редко и известны в окрестностях Выборгского и Рижского плутонов.

Возраст многих плутонов по геологическим данным устанавливается как конец раннего протерозоя. Соотношения анортозитов и рапакиви с вмещающими породами однозначно свидетельствуют об интрузивной природе их контактов (частично контакты плутонов имеют тектонический характер). Нередко породы рамы встречаются внутри плутонов в виде мегаксенолитов и останцов кровли либо в виде эрозионных окон подстилающих пород. Вмещающими плутоны породами являются складчатые глубоко метаморфизованные образования архея и нижнего протерозоя, это различные по составу гнейсы и кристаллические сланцы, мигматиты и гранитоиды. Кроме того, анортозиты и рапакиви Коростеньского плутона прорывают субплатформенные песчаники и кварциты пугачевско-озерянской серии (это самая верхняя часть нижнего

протерозоя). Последние сохранились в виде крупных останцов кровли и в виде обильных ксенолитов в анортозитах и рапакиви. Породы многих плутонов, в свою очередь, рассекаются дайками верхнепротерозойских габбро-диабазов и с размывом перекрываются типично платформенными осадочно-вулканогенными образованиями иотния (плутоны Финляндии и Карелии) и овруча (плутоны Украины).

Многочисленные радиологические определения, выполненные различными методами, с максимумами значений 1650—1700 млн. лет (табл. 1), подтверждают представления о позднем раннепротерозойском возрасте плутонов и свидетельствуют о том, что формирование этих плутонов в пределах Восточно-Европейской платформы было ограничено близкими, а может быть и едиными, возрастными рамками и что становление анортозитовых и рапакивигранитных комплексов всех плутонов было разделено сравнительно небольшим интервалом времени.

Все плутоны контролируются протяженными зонами и системами разломов. Во многих случаях влияние глубинных разломов затушевано и не всегда легко выявляется. Лишь Салминский плутон отчетливо контролируется пограничным тектоническим швом между Восточно-Финляндской синклинорной зоной и Фенно-Карельским поднятием. Коростеньский и Корсунь-Новомиргородский плутоны подчинены мобильной зоне сочленения Украинского кристаллического щита и Днепровско-Донецкой впадины.

Все анортозито-рапакивигранитные плутоны представляют собой в плане изометричные тела с округленными очертаниями. Почти во всех плутонах анортозиты локализованы в виде субширотных прерывистых полос и подчинены преимущественно южной краевой части этих плутонов, а также их срединным частям. В начальные фазы сформировались анортозитовые массивы различных размеров (до тысячи и более квадратных километров), позднее внедрились огромные массы рапакивигранитной магмы. Анортозитовые массивы, судя по геологическим и геофизическим данным, представляют собой сильно уплощенные (мощностью 1,5—4 км) тела, осложненные разрывными нарушениями и блоковыми перемещениями. Более поздние рапакивигранитные интрузивы разобщили некоторые крупные пластинообразные анортозитовые массивы на отдельные блоки.

Многие анортозитовые массивы характеризуются сходным составом и строением, всем им присуща неоднородная пятнисто-зональная макроструктура и сходная ассоциация базитовых пород: мономинеральные анортозиты, габбро-нориты-анортозиты, габбро-нориты, троктолиты, плагиоклазсодержащие перидотиты и пироксениты. Количественные соотношения между этими породами варьируют, но в целом анортозитовые комплексы в каждом из изученных плутонов лейкократовые. При этом в составе крупных массивов преобладают анортозиты и габбро-нориты, а в небольших телах — мезо-меланократовые габбро-нориты и троктолиты. В строении многих массивов наблюдается сложное чередование оливиновых и безоливиновых пород, габбро и норитов, а также разновидностей, различающихся своей меланократовостью. В некоторых крупных массивах габбро-нориты концентрируются в краевых частях, образуя полосовидные тела, а также слагают отдельные тела в центральных частях анортозитовых массивов.

Существуют различные точки зрения относительно возрастных соотношений анортозитов и габбро-анортозитов, с одной стороны, и габбро-норитов — с другой. Долгое время существовало мнение об их одновозрастности, таких взглядов придерживаются некоторые украинские геологи и сегодня. А. А. Полканов [1948] высказал предположение о бо-

Таблица 1

Результаты определений радиологического возраста пород анортозитовой серии

Номер пробы	Порода	Содержание		Возраст, млн. лет
		калия, %	радиогенного аргона, нг/т	
1	Габбро-норит	0,435±0,025	104±2	2000±100
2	»	0,757±0,030	139±2,5	1680±60
3	Анортозит	0,943±0,025	11,1±2	1230±40
4	Перидотит			1200±40
5	Анортозит	3,8±0,03	404±7	1140±30
6	»	0,777±0,03	190±3	2090±80
7	»	0,700±0,02	158±2,5	1930±40
8	Габбро-норит	2,31±0,03	437±7	1770±40
9	»	0,24±0,01	51,6±1,2	1860±70
10	»	0,89±0,02	189±3	1840±40
11	Анортозит	1,02±0,04	144,5±2,5	1410±45
12	Габбро-норит	0,92±0,04	138±2,5	1470±45
13	»	0,60±0,04	102,5±2,0	1600±50

Примечание. Пробы 1—4, 6—8, 10 — плагиоклаз; 5, 11—13 — валовая проба; 9 — пироксен.
Пробы плутонов: 1—5 — Рижского (1 — скв. 13 Межвагари, 2 — скв. 19 Вилцини, 3 — скв. 52 Кандава, 4 — скв. П-19 Приекуле, 5 — скв. 49 Вергале); 6—9 — Коростеньского (6, 7 — Рыжаны, 8, 9 — Слипчицы 10 — Корсунь-Новомиргородского (скв. 2); 11 — 13 — Салминского (11, 12 — скв. 5 Тигвере, 13 — скв. Кутун-Перти).
Определения выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР.

лее раннем возрасте габбро-норитов краевого комплекса по сравнению с анортозитами и габбро-анортозитами центральных частей анортозитовых массивов. В противоположность этому Н. Т. Вадимов, В. П. Бухарев [1969а] и некоторые другие геологи считают, что габбро-нориты и ультрабазиты образуют полосовидные тела и узкие цепочки интрузивов и являются более молодыми по сравнению с вмещающими их анортозитами и габбро-анортозитами.

Наконец, существуют представления [Биркис и др., 1976] о том, что в составе анортозитовых комплексов имеются две разновозрастные группы габбро-норитов, чаще всего отчетливо неразличимые между собой. Более ранние габбро-нориты и троктолиты одновозрастны с анортозитами и габбро-анортозитами, тесно связаны с ними взаимопереходами и образуют многочисленные тела и участки шлировидной, полосовидной и неправильной формы среди лейкократовых пород. Для всех этих пород принимается одновременное образование путем дифференциации in situ. Во вторую, более молодую возрастную группу отнесены мелкие интрузивные тела более мелкозернистых габбро-норитов (часто с офитовой структурой) и плагиоклазовых ультрабазитов. Эти тела контролируются разрывными нарушениями и, согласно наблюдениям Н. Т. Вадимова и В. П. Бухарева и др., имеют интрузивные соотношения с вмещающими их анортозитами и габбро-анортозитами.

На контактах анортозитов и рапакиви часто присутствуют гибридные породы особенно в тех случаях, когда анортозиты служили кровлей для рапакивигранитных интрузивов. Гибридные породы крайне неоднородны по минеральному составу, структуре и текстуре и представлены габбро-монцонитами, монцонитами и кварцсодержащими монцонитами. Широкое развитие гибридных пород позволило некоторым геологам предположить, что между анортозитами и рапакиви существуют постепенные переходы в виде монцонитовой серии пород. Это обстоятельство

послужило обоснованием для теоретических построений Е. В. Шаркова [1973, 1974] о кристаллизации анортозито-рапакивигранитных плутонов по способу расслоенных интрузий и И. Л. Личака [Левковский, Личак, 1974] об образовании рапакиви путем гранитизации анортозитов. Но этим представлениям противоречат прежде всего геологические данные (интрузивные соотношения анортозитов и рапакиви, гибридный характер монцонитовых пород, их частое отсутствие, особенно в случае крутых контактов анортозитов и рапакиви, и пр.).

Все плутоны сопровождаются особым типом геофизических аномалий. Магнитное поле над плутонами всегда спокойное и пониженное относительно поля их складчатого обрамления, с характерной субизометрической конфигурацией локальных аномалий. Во многих случаях породы плутонов и рамы контрастны по магнитным свойствам, и тогда их границы сопровождаются зонами высоких градиентов. С плутонами пространственно совпадают огромные по площади изометрические отрицательные гравитационные аномалии большой интенсивности, они уникальны для древних платформ. В краевых частях таких аномалий устанавливаются два-три локальных, еще более интенсивных минимума, реже такие минимумы расположены вне контуров плутонов (Рижский, Аландский). Предполагается, что эти локальные минимумы обусловлены расположением здесь магмоподводящих каналов, «корней» плутонов, уходящих на глубину 20 км и более [Lauren, 1970; Анортозит-рапакивигранитная формация..., 1978]. В некоторых плутонах хорошо картируются местные гравитационные максимумы, отвечающие массивам габбро-анортозитов и особенно габбро-норитов, включенным в рапакиви.

Интерпретация сейсмических и гравиметрических данных, выполненная В. П. Бухаревым (в 1968 г.), Л. Лауреном [Lauren, 1970] и в книге «Анортозит-рапакивигранитная формация...» [1978], свидетельствует о том, что в пределах плутонов устанавливается особый, отличный от рамы, разрез колонки земной коры (под плутонами). Представляется, что главный объем плутонов заключен в пластине рапакиви. Внутри этой пластины допускаются менее мощные пластинообразные тела анортозитов. Исходя из значений наблюденного гравитационного поля плутонов и рамы, значений плотности анортозитов, рапакиви и пород рамы, предполагается, что вертикальная мощность пластины составляет 8—10 км. Но такой оценке противоречат результаты сейсмических исследований, согласно которым мощность пластины рапакиви оценивается в 3—6 км. Рассчитанный от такой пластины гравитационный эффект оказывается меньшим половины наблюденного гравитационного минимума. Это заставляет предполагать в прямом смысле разуплотнение колонки земной коры под плутоном до глубины 20 км, а может быть, и до 35—40 км, т. е. до подошвы земной коры. Не исключено, что под плутоном разуплотнена и верхняя часть мантии.

Современные представления о геологическом строении конкретных анортозито-рапакивигранитных плутонов (Коростеньский, Корсунь-Новомиргородский, Рижский, Салминский, Выборгский) изложены в книгах «Анортозиты СССР» [1974] и «Анортозит-рапакивигранитная формация...» [1978].

Петрография пород анортозитовой серии

Анортозитовые породы, участвующие в строении анортозито-рапакивигранитных плутонов, представлены практически всеми (по степени меланократовости) разновидностями базитов, начиная с почти мономине-

ральных анортозитов и кончая плагиоклазсодержащими ультрабазитами. Согласно предложенной О. А. Богатиковым и А. П. Биркисом [1973] классификации, среди анортозитов выделяются: 1) мономинеральные анортозиты; 2) габбро-норито-анортозиты и троктолито-анортозиты; 3) лейкократовые габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты и троктолиты; 4) габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты и троктолиты; 5) плагиоклазовые оливиниты, перидотиты и пироксениты. Эта классификация анортозитов весьма близка к принятой 24-й сессией Международного геологического конгресса систематике основных пород и в известной мере отвечает распространенности тех или иных разновидностей анортозитовых пород (рис. 1). Наиболее распространены анортозиты, габбро-анортозиты и лейкократовые габбро-нориты (троктолиты), значительно реже встречаются мезо-меланократовые разновидности основных пород, ультрабазиты крайне редки. Кроме того, в составе серий локально развиты ортоклазовые анортозиты и габбро-нориты, пегматоидные образования, а также обособления гранитного состава в анортозитах.

По своим текстурным, структурным и минералогическим особенностям все эти породы весьма сходны между собой, между выделенными группами пород имеются все переходы. Поэтому они представляют собой единую анортозитовую (габбро-анортозитовую) серию пород, которые являются дифференциатами единой магмы, или же единый анортозитовый комплекс пород [Афанасьев, 1949].

Все основные породы обладают массивной текстурой, однако нередко отмечается субпараллельное расположение таблитчатых кристаллов плагиоклаза и маломощных линзовидных скоплений цветных минералов. Часто в вертикальном направлении наблюдается чередование анортозитов, лейкократовых и мезократовых пород, а также габбровых и норитовых, оливиновых и безоливиновых разновидностей этих пород, что наряду со слабо выраженной директивной структурой придает базитам неясное грубополосчатое строение. Средний модальный состав анортозитовых серий из различных плутонов приведен в табл. 2.

Анортозиты. Это почти мономинеральные крупно-гигантозернистые породы, нередко порфировидные, окрашенные с светло- и темно-серый до черного цвет, местами иризирующие. Белые разновидности анортозитов редки. Структура пород панидиоморфнозернистая с элементами офитовой, реже габбровой.

Плагиоклаз образует таблитчатые и изометрические зерна размером от 1—2 до 30—40 мм и реже до 10—15 см, сдвойникованные по альбитовому и периклиновому законам. Часто наблюдаются «висячие» двойники, пересекающиеся, прерывистые, не доходящие до краев зерен. Состав плагиоклазов колеблется от An_{42-47} до An_{55-60}, при этом в анортозитах Украины и плутона Ахвенисто порфировидные кристаллы плагиоклаза более основные — An_{56-60}, чем плагиоклаз мелкозернистой части пород — An_{42-48}. Лишь в анортозитах Рижского плутона отмечается постоянство состава плагиоклазов An_{52-56} вне зависимости от крупности зерен. Изредка наблюдаются зональные кристаллы с более кислой каймой An_{40-47}. Плагиоклаз содержит обильные включения рудного минерала, иногда циркона и апатита. Нередко можно заметить следы собирательной перекристаллизации.

Интерсертальный калиевый полевой шпат обнаруживает неправильно-пятнистое полисинтетическое двойникование, а в плагиоклазах часты антипертитовые вростки пятнистого типа. Кварц встречается не во всех породах, обычно он интерсертальный и ксеноморфный.

Пироксены чаще всего ксеноморфные, форма их кристаллов неправильно-полигональная, клиновидная; часто с длинными ответвлениями.

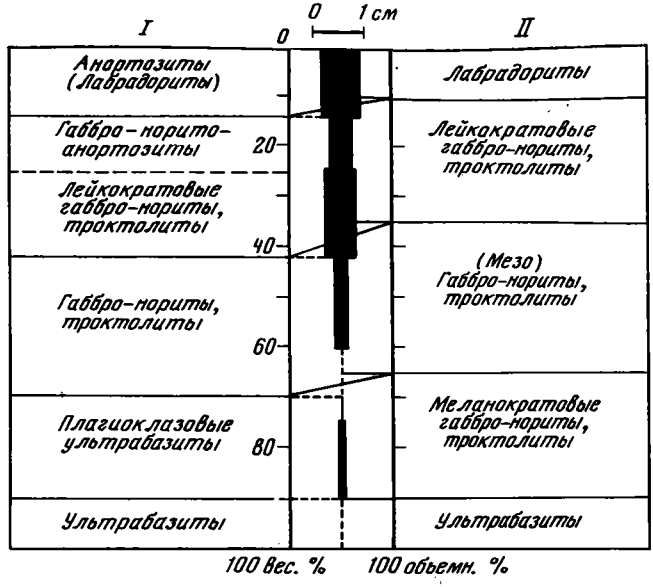


Рис. 1. Систематика анортозитовых пород по содержанию темноцветных минералов

I, II — номенклатуры:
I — анортозитов по А. П. Биркису и О. А. Богатикову [1973],
II — базитов, принятая 24-й сессией Международного геологического конгресса в 1972 г. Гистограмма частоты встречаемости анортозитов в зависимости от их меланократовости составлена на основании данных о нормативном (327 образцов) и модальном (380 образцов) составах пород анортозитовых комплексов. Масштаб: 1 см=25% частоты встречаемости

Иногда встречаются идиоморфные короткопризматические кристаллы. Ортопироксен является более ранним относительно клинопироксена. Состав ортопироксена варьирует от Fs_{45-47} (Рижский плутон) до Fs_{52-60} (плутоны Ахвенисто и украинские). Более железистые ортопироксены встречены в породах Межреченского массива и Салминского плутона (Fs_{65-70}). Ромбический пироксен часто содержит пластинчатые включения или микровыделения моноклинного пироксена (структуры распада). Состав самостоятельных зерен клинопироксена $Wo_{38}En_{17}Fs_{45}$ (Рижский плутон). Характерны диаллаговая отдельность и тонкие пластинчатые включения ортопироксена, параллельные (100).

Оливин среднежелезистый (Fa_{38-40} — Рижский плутон и Fa_{60-64} — Коростеньский плутон) на границе с плагиоклазом окружен узкими прерывистыми келифитовыми каймами из пироксена, амфибола и биотита. Зеленовато-бурая феррогастингситовая роговая обманка обрастает и замещает пироксены. Керсутит, как реакционный минерал, встречен только в анортозитах Рижского плутона. Биотит реакционно обрастает зерна оливина, пироксенов и рудного минерала или образует тонкие пластинки в плагиоклазе, среднежелезистом в анортозитах Рижского плутона ($f=0{,}4$) и высокожелизистом в породах Корсунь-Новомиргородского плутона ($f=0{,}75$—$0{,}8$). Рудный минерал представлен мелкими идиоморфными или крупными ксеноморфными выделениями, агрегаты его зерен приурочены к скоплениям фемических минералов.

Габбро-анортозиты и лейкократовые габбро-нориты. Структура пород, набор минералов и их составы такие же, как в мономинеральных анортозитах. Эти породы из разных плутонов различаются прежде всего по содержанию оливина. Так, в составе рижского и корсунь-новомиргородского комплексов преобладают оливиновые разновидности характеризуемых пород, а в салминском и выборгском комплексах они, напротив, отсутствуют. В Коростеньском плутоне примерно одинаково развиты как оливиновые, так и безоливиновые разновидности. Кроме того, лейкократовые базиты из различных плутонов, как и анортозиты, незначительно различаются основностью плагиоклаза и железистостью фемических силикатов.

Таблица 2

Модальные составы (в %) пород различных комплексов анортозитовой серии

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Pl	94,2	94,4	96,5	81,3	76,6	80,7	45,3	55,6	52,8
Ol	0,4	—	0,6	8,3	—	1,2	—	1,4	1,7
Opx	2,2	2,6	0,8	4,0	7,8	7,1	32,6	5,5	23,1
Cpx	0,8	1,0	0,6	2,9	1,8	4,0	8,1	16,6	9,5
Bi	0,2	0,1	0,1	0,7	2,1	0,5	0,5	1,9	—
Amf	+	+	—	+	2,2	0,1	1,6	1,1	—
Рудные	0,6	0,1	0,4	1,2	3,6	0,9	7,8	3,6	7,0
Ap	0,1	0,1	0,1	0,1	0,7	0,4	1,0	1,2	3,2
Or	0,8	0,5	0,1	0,2	3,2	1,5	1,4	10,0	2,7
Q	0,3	1,0	0,2	—	1,5	+	0,2	—	—
Вторичные	0,5	0,2	0,6	1,6	0,5	3,6	1,0	3,1	—
n	73	12	28	40	25	69	15	44	2

Минералы	10	11	12	13	14	15	16	17
Pl	63,4	54,8	47,4	59,6	58,8	20,7	14,0	3,0
Ol	9,4	8,4	10,4	34,2	29,0	66,9	35,0	44,0
Opx	10,3	9,7	25,0	1,0	+	0,1	2,0	1,0
Cpx	5,8	17,2	0,2	1,5	0,1	1,4	30,0	31,0
Bi	1,5	0,4	3,7	1,0	—	0,6	1,0	1,0
Amf	+	0,1	—	—	—	—	—	—
Рудные	5,7	6,6	7,7	1,5	7,2	6,3	15,0	16,0
Ap	1,1	1,1	5,3	+	4,9	+	3,0	4,0
Or	1,2	1,2	0,3	—	+	—	+	—
Q	—	—	—	—	—	—	—	—
Вторичные	1,6	0,5	—	1,2	—	4,0	—	—
n	10	72	9	8	3	5	57	35

Примечание. 1—3 — анортозиты; 4—6 — габбро-анортозиты; 7 — 9 — габбро-нориты; 10—12 — оливин-габбро-нориты; 13, 14 — троктолиты; 15—17 — ультрабазиты.
Образцы плутонов: 1, 4, 10, 13, 15 — Рижского; 2, 5, 7 — Салминского; 3, 6, 8, 11, 16, 17 — Коростеньского; 9, 12, 14 — Корсунь-Новомиргородского.
«+» — минерал присутствует в количестве сотых долей процента, «—» — минерал отсутствует.
Здесь и далее: *n* — количество определений.

Оливиновые нориты и габбро-нориты. Минеральный состав их изменчив, особенно неустойчиво содержание моноклинного пироксена и рудного минерала, в случае преобладания оливина они переходят в троктолит. Эти породы массивные, реже грубополосчатые, крупно-среднезернистые, обладают габбро-офитовой структурой. Для многих разновидностей характерно широкое развитие друзитовых структур.

Плагиоклаз образует таблитчатые и призматические кристаллы размером до 2—3 см, полисинтетически сдвойникован, его состав An_{48-55}, иногда отмечается зональность с внешней зоной An_{42-45}. Более изменчивый состав плагиоклаза (An_{44-58}) установлен в базитах Украины, при этом вкрапленники более основные (An_{50-57}), чем плагиоклаз мелкозернистой ткани пород (An_{44-50}). Нередко наблюдаются

антипертитовые вростки щелочного полевого шпата, последний развит также в интерстициях.

Цветные минералы чаще всего образуют сростки совместно с рудными минералами. Форма пироксеновых сростков неправильно-угловатая, полигональная, оливиновые сростки обычно округлые. Оливин в базитах Рижского плутона среднежелезистый — Fa_{36-38}, в габбро-норитах украинских плутонов более железистый — от Fa_{48-55} до Fa_{68-73}, здесь же встречены максимально железистые оливины — от Fa_{85} до Fa_{95}. На границе с плагиоклазом часты келифитовые каймы из ромбического или моноклинного пироксена. Реже каймы имеют сложное строение (последовательно нарастают орто- и клинопироксен, амфибол-плагиоклазовый или шпинель-плагиоклазовый симплектит и биотит).

Ромбический пироксен встречается в виде неправильных изометрических зерен, реже — в виде удлиненных кристаллов, заметно окрашен, обычно среднежелезистый — Fs_{45-60}. Существенно магнезиальный ортопироксен — Fs_{27-30} отмечен только в норито-троктолитах Рижского плутона. Характерны тесные срастания с оливином и эмульсионные структуры распада. Местами эмульсионная структура сменяется пластинчатой и решетчатой, с одновременным погасанием тонких пластинок клинопироксена. Иногда наблюдается симплектитовое срастание ортопироксена с рудным минералом. Моноклинный пироксен ($Wo_{38-43}En_{17-25}Fs_{32-45}$) представлен крупными, до 5—10 мм, зернами, в которых отмечаются обильные пластинчатые и червеобразные выделения ортопироксена и рудного минерала (структуры распада?). Нередко клинопироксены образуют в плагиоклазах червеобразные, овальные и неправильные вростки, угасающие одновременно или веерообразно. Плагиоклаз в таких случаях без двойников и обладает облачным погасанием.

Во многих разновидностях оливиновых габбро-норитов, особенно в Салминском и Коростеньском плутонах, зеленовато-бурая феррогастингситовая роговая обманка замещает пироксен. Реже наблюдается керсутит, совместно с биотитом обрастающий оливин и рудный минерал. Биотит реакционно обрастает ильменит, реже — оливин и пироксены. Биотит среднежелезистый в базитах Рижского плутона и высокожелезистый ($f=0,8$) в породах Корсунь-Новомиргородского плутона. Рудный минерал представлен мелкими идиоморфными кристаллами либо скоплениями зерен, образующими сидеронитовую структуру.

Нориты, габбро-нориты и габбро. Нориты и габбро-нориты встречены в небольшом количестве в составе большинства базитовых массивов, они окрашены в темно-серый цвет, средне-мелкозернистые, иногда порфировидные. Структуры, набор минералов и их кристаллооптические характеристики и состав те же, что и в оливиновых габбро-норитах.

Габбро играют подчиненную роль в составе анортозитовых комплексов и встречены только среди пород украинских плутонов. Это темно-серые средне-мелкозернистые породы, равномернозернистые или с порфировидными кристаллами плагиоклаза. Структура габбровая и габбро-офитовая. Плагиоклаз имеет изменчивый состав An_{43-55}, причем его основность возрастает с увеличением размеров зерен. Встречаются зональные кристаллы (ядро An_{45-53}, кайма An_{37-42}). Щелочной полевой шпат встречен в виде пленочного антипертита и интерсертальных ксеноморфных зерен. Оливины железистые и высокожелезистые — от Fa_{60} до Fa_{85-95}. Клинопироксен обычно ксеноморфен, его состав $Wo_{40}En_{20}Fs_{40}$. Ортопироксен Fs_{58} встречается редко. Ильменит наблюдается в виде крупных ксеноморфных зерен, с ним ассоциируют сульфиды.

Троктолиты и лейкотроктолиты. Эти породы широко распространены только в Рижском плутоне, в других плутонах они образуют отдельные «шлиры» и «прослои» в оливиновых габбро-норитах. Это массивные или неяснополосчатые крупнозернистые, иногда порфировидные породы темного серовато-зеленоватого или черного цвета, с габбро-офитовой структурой. Характерно широкое развитие келифитовых и друзитовых структур. В троктолитах Корсунь-Новомиргородского плутона встречены разновидности с флюидальной текстурой. По составу минералов и особенностям строения все они близки к оливиновым габбро-норитам.

Плагиоклазовые ультрабазиты. Плагиоклазовые ультрабазиты и тесно связанные с ними меланократовые оливиновые габбро-нориты и троктолиты являются экзотическими породами, они встречены в виде шлировых и полосовидных выделений. Чаще всего контакты их с оливиновыми габбро-норитами резкие. Среди ультрабазитов выделяются оливиниты, перидотиты, вебстериты, гиперстениты и клинопироксениты. Структура этих пород панидиоморфнозернистая, участками сидеронитовая.

Количество плагиоклаза не превышает 10—20%, его состав An_{43-50} мало отличается от состава плагиоклаза из пород других групп. Он образует ксеномофные, нередко деформированные удлиненно-призматические и таблитчатые кристаллы, зажатые между зернами оливина или пироксенов. Оливин встречается в виде округлых зерен и их сростков. Широко развиты келифитовые каймы, часто сложного строения. Состав оливина Fa_{38-42} в породах Рижского плутона, Fa_{45-65} — Коростеньского и Fa_{60-70} — Корсунь-Новомиргородского.

В меланократовых базитах и ультрабазитах Коростеньского плутона клинопироксен преобладает над ортопироксеном, в породах Корсунь-Новомиргородского плутона клино- и ортопироксены присутствуют в переменных количествах, и лишь в ультрабазитах Рижского плутона преобладает оливин. Ортопироксен из пород Рижского плутона магнезиальный Fs_{30}, представлен идиоморфными изометричными зернами. Характерна собирательная перекристаллизация ортопироксена, часто наблюдаются структуры распада, с обильными пластинчатыми, червеобразными или эмульсионными микровыделениями клинопироксена. Ортопироксен из пород украинских плутонов среднежелезистый — Fs_{51-60}. Клинопироксен образует крупные кристаллы с пластинчатыми вростками и микровыделениями ортопироксена, часто содержит ориентированные микровключения рудного минерала. Состав клинопироксена $Wo_{32}En_{25}Fs_{42}$ (клинопироксениты Корсунь-Новомиргородского плутона). Рудный минерал присутствует в интерстициях между микроксенами с формированием сидеронитовой структуры, а также образует микровключения в орто- и клинопироксенах.

Пегматоидные образования. Шлирообразные тела меланократовых пегматоидов встречены среди анортозитов украинских плутонов [Лебедев, 1936; Кононов, 1966]. Они состоят из крупных (4—5 мм) кристаллов ортопироксена Fs_{65} и клинопироксена, которые находятся в пегматоидном срастании с ильменитом. Плагиоглаз An_{43-46}, а также мелкие зерна оливина, биотита, калиевого полевого шпата и апатита составляют 25—30% объема породы.

Пегматоидные базиты описаны в плутоне Ахвенисто [Savolahti, 1956]. Они состоят из крупных (до 20 см) кристаллов ортопироксена и плагиоклаза, между которыми находится небольшое количество среднезернистого агрегата, состоящего из кварца, калиевого полевого шпата, апатита и рудного минерала. Минеральный состав варьирует, иногда

гиперстен отсутствует, местами его содержание достигает 50%. Иногда пегматоидные нориты и анортозиты образуют подобие извилистых жил, пересекающих одна другую.

Ортоклазовые анортозиты и нориты. Ортоклазовые анортозиты, встреченные в Рижском и Корсунь-Новомиргородском плутонах, отличаются резко повышенными содержаниями ортоклаз-пертита и кварца. В крупных таблитчатых кристаллах плагиоклаза ярко выражена краевая зона пониженной основности. Ортоклаз нередко микрографически срастается с кварцем. Оливин обладает реакционными гиперстеновыми каймами. Ортопироксены в отдельных случаях окружены коричнево-зеленой роговой обманкой. Характерно обилие апатита. Ортоклазовые нориты, установленные О. А. Богатиковым [1974] среди базитов Корсунь-Новомиргородского плутона, представляют собой среднезернистые породы с неправильнозернистой такситовой, местами монцонитовой и панидиоморфнозернистой структурами. Иногда отчетливо выражена трахитоидная текстура. Главными минералами являются лабрадор-антипертит, ортопироксен (со структурами распада) и интерсертальный ортоклаз (до 10—12%). Ильменит слагает многочисленные мелкие зерна с образованием сидеронитовой структуры.

Гранитные обособления в анортозитах. В ряде мест Рижского плутона встречены обособления гранитного материала в анортозитах. Гранитный материал образует маломощные (1—1,5 см) жилки, линзовидные или бесформенные обособления до 5—10 см в поперечнике. В наиболее «гранитизированных» участках изолированные или сообщающиеся обособления гранитного материала составляют до половины объема породы. Контакты гранитного материала и анортозитового «субстрата» сравнительно резкие, иногда секущие порфировидные таблицы плагиоклаза. Гранитный материал представлен крупнозернистым мезопертитовым гранитом (мезопертит — 50—65%, кварц — 30—40%, плагиоклаз An_{30-35} —2—3%, единичные зерна клинопироксена, характерно обилие, до 50%, длиннопризматического апатита). Структура гипидиоморфнозернистая с элементами микрографической и аплитовой. Неправильной формы обособления ортоклазового гранита встречены также среди анортозитов Коростеньского плутона (Головинский карьер).

Типоморфные минералы пород анортозитовой серии

В анортозитовой серии пород следует выделять главную минеральную ассоциацию $Pl+Ol+Opx+Cpx+Il$ и второстепенную ассоциацию минералов, свойственных уже гранитоидным породам, $Kf+Q+Amf+Bi$. Многие из этих минералов обладают некоторыми морфологическими и химическими особенностями, присущими только минералам анортозитов этапа стабилизации древних платформ.

Плагиоклаз является главным породообразующим минералом всех разновидностей пород анортозитовой серии, за исключением ультрабазитов. В анортозитах отдельные его кристаллы достигают длины от нескольких до 15 см. В габбро-норитах и троктолитах обычны зерна до 0,3—1 мм в поперечнике, лишь порфировидные выделения достигают 5—10 мм. Часто встречаются полисинтетические двойники по альбитовому, реже по периклиновому закону, что вообще свойственно всем анортозитам мира [Дир и др., 1965—1966]. Зональность наблюдается редко, с разницей составов центра и каймы кристаллов в несколько процентов анортита. Наиболее типичны изометрические кристаллы, бывают также крупные зерна таблитчатые, призматические и зазубренные с торцов.

Плагиоклаз часто насыщен тонкими пластинчатыми и пылевидными включениями титаномагнетита, магнетита и гематита. При этом содержание общего железа и титана в плагиоклазе из мономинеральных анортозитов в несколько раз выше, чем в плагиоклазе из габбро-норитов и троктолитов. Присутствие такого большого количества рудных включений может быть связано с процессом распада первичного гомогенного плагиоклаза при понижении температуры. Однако не исключено образование рудных включений в результате диффузионных процессов за счет привноса или перераспределения вещества из соседних фемических и окиснорудных минералов. Польдерваарт [Poldervaart, 1954] указывает, что интенсивность подобных процессов возрастает с повышением температуры при повторном разогреве пород.

Плагиоклазам часто свойственна иризация. Согласно современным представлениям эта особенность плагиоклаза связана с субрентгеновским чередованием в кристаллах плагиоклаза зон различной основности, что обусловливает для плагиоклазов состава An_{25} — An_{75} промежуточную структуру между структурами альбита и анортита и соответствующие эффекты на рентгенограммах [Bown, Gay, 1958; Megaw, 1960; и др.].

Состав плагиоклаза в породах анортозитовой серии почти всегда постоянный и, судя по многочисленным кристаллооптическим определениям, химическим анализам минерала и пересчетам состава пород на нормативные минералы, колеблется в пределах An_{45} — An_{60}. Анортозитовые породы из разных плутонов незначительно различаются между собой по основности плагиоклаза [Богатиков, Биркис, 1970, 1973; и др.]. На рис. 2 показаны диаграммы частоты встречаемости (в %) плагиоклазов различной основности в породах разных анортозитовых комплексов. Наиболее основные плагиоклазы (с максимумами частоты встречаемости An_{55-60}) встречены в базитах Рижского плутона, более кислые плагиоклазы (с максимумами An_{50-55}) присущи анортозитам Коростеньского и Салминского плутонов. Основность плагиоклаза закономерно, хотя и незначительно, понижается от анортозитов к габбро-анортозитам и далее к габбро-норитам и ультрабазитам, за исключением Рижского комплекса, где эта закономерность обратная.

Химические составы плагиоклаза (табл. 3) нанесены на диаграмму Ab — Or — An (рис. 3). Основность минералов изменяется незначительно, в интервале An_{52} — An_{60}. Плагиоклазы содержат от 4—8 до 10% ортоклазового минала и по существу являются плагиоклаз-антипертитами с почти предельным содержанием ортоклаза. Наблюдается понижение количества ортоклазового минала в плагиоклазе по мере увеличения его основности. Рентгенометрические исследования показали, что все плагиоклазы являются упорядоченными [Анортозит-рапакивигранитная формация..., 1978].

Щелочной полевой шпат присутствует в двух морфогенетических видах: 1) интерстициальные выделения, максимальные содержания которых не превышают 2—4%; 2) антипертитовые вростки в плагиоклазе, до 4—8% объема плагиоклазовых зерен. Судя по кристаллооптическим данным [Богатиков, Биркис, 1973] и рентгенографическим исследованиям [Анортозит-рапакивигранитная формация..., 1978], обе разновидности относятся к высокотемпературному неупорядоченному щелочному полевому шпату — высокому ортоклаз-пертиту с содержанием $Ab+An=24$—32%.

Химические составы этого минерала приведены в табл. 3 и на рис. 3. Эти данные указывают на его принадлежность к ортоклаз-пертитам с содержанием 27—30% Ab и 10—12% An (состав плагиоклазового ми-

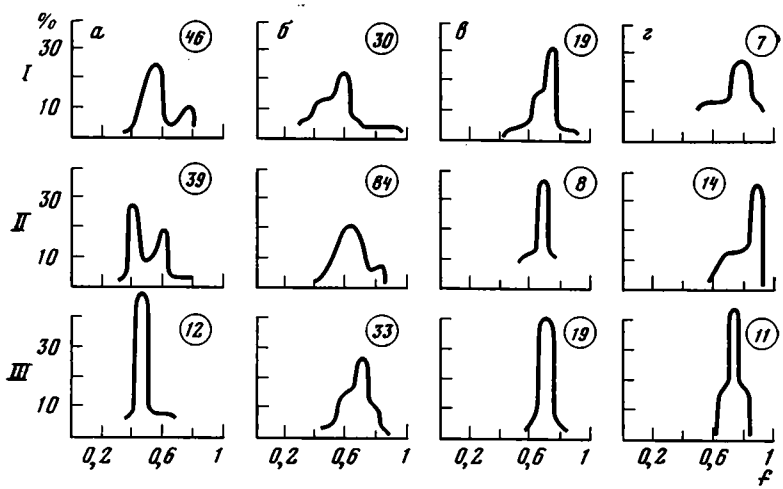


Рис. 2. Диаграммы частоты встречаемости плагиоклазов различной основности в породах анортозитовых комплексов

I — анортозиты; *II* — габбро-анортозиты; *III* — габбро-нориты и ультрабазиты. Комплексы плутонов: *а* — Рижского, *б* — Коростеньского, *в* — Корсунь-Новомиргородского, *г* — Салминского. В кружках — количество анализов

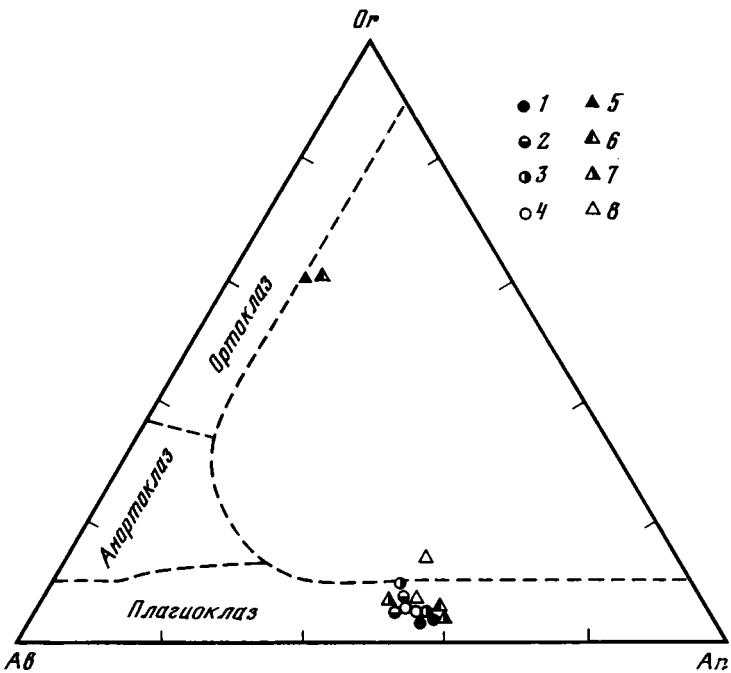


Рис. 3. Диаграмма *Ab—Or—An* составов полевых шпатов из пород анортозитовых комплексов

1—4 — анортозиты; *5—8* — габбро-нориты. Комплексы плутонов: *1, 5* — Рижского, *2, 6* — Коростеньского, *3, 7* — Корсунь-Новомиргородского, *4, 8* — Салминского

Таблица 3

Химический и компонентный составы (в вес.%) полевых шпатов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	55,39	55,05	55,05	55,49	53,33	54,96	59,37	56,85	52,88	53,30	55,34	54,88	55,84	64,30	—	—	64,60
TiO_2	0,21	0,08	0,32	—	—	0,25	0,07	0,85	0,07	0,08	—	—	—	0,05	—	—	0,05
Al_2O_3	27,66	27,98	28,16	28,24	29,32	25,91	25,10	26,92	27,40	27,89	27,73	27,45	27,36	20,00	—	—	19,90
Fe_2O_3	0,28	0,16	0,16	—	0,95	2,08	0,02	0,06	0,10	0,20	0,80	0,64	0,42	0,15	—	—	0,28
FeO	0,16	0,28	0,50	—	—	0,28	0,14	—	0,36	1,40	—	—	—	—	—	—	—
MnO	Следы	0,01	—	—	—	Следы	0,01	0,01	0,004	—	—	—	—	0,01	—	—	0,01
MgO	0,20	0,35	—	—	0,10	1,16	0,52	0,49	1,26	—	—	—	—	Не опр.	—	—	Не опр.
CaO	11,01	10,96	10,20	10,08	11,58	10,36	8,47	9,24	11,64	10,99	10,08	10,24	10,40	2,28	1,34	1,12	2,49
Na_2O	4,76	4,64	5,02	5,22	4,40	4,54	4,41	4,89	4,63	5,02	5,00	4,25	4,75	3,38	7,23	6,92	3,63
K_2O	0,49	0,54	1,21	0,97	0,92	0,65	1,53	0,94	0,57	0,75	1,00	2,25	1,00	10,20	5,13	5,36	10,00
H_2O	0,05	0,04	0,04	—	0,41	0,02	0,07	0,06	0,10	0,13	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	0,32	0,41	0,30	0,22	0,63	—	—	—	0,50	—	—	—
Сумма	100,21	100,09	100,66	100,00	100,01	100,51	100,37	100,27	100,38	100,26	100,15	99,71	99,77	100,81	—	—	100,91
Ab	41,2	40,6	42,3	44,2	37,2	40,8	41,9	44,6	39,1	41,9	43,0	35,9	41,1	27,9	60,0	59,0	29,8
An	56,0	56,0	50,5	50,2	57,2	55,0	48,1	49,4	57,6	53,7	50,8	51,0	52,7	11,4	12,0	10,0	12,3
Or	2,8	3,4	7,2	5,6	5,6	4,2	10,2	6,0	3,3	4,4	6,2	13,1	6,2	60,7	28,0	31,0	57,9
An/(An+Ab)	58	68	54	53	61	57	53	53	60	56	54	58	56	29	17	15	29

Примечание. 1—13 — плагиоклазы: 1—5, 7, 10, 11 — анортозиты, 6, 12, 13 — габбро-нориты, 8, 9 — нориты; 14—17 — щелочные полевые шпаты: 14 — габбро-анортозит, 15 — гранитное обособление в анортозите, 16 — норит, 17 — габбро-норит.

Образцы плутонов: 1—3, 14—16 — Рижского (1 — скв. 5 Блидене, 2 — скв. П-12 Приекуле, 3 — скв. 52 Кандава, 14 — скв. 13 Межвагари, 15, 16 — скв. 49 Вергале); 4, 5, 17 — Коростеньского (17 — скв. 3634 Вишняковка); 6—9 — Корсунь-Новомиргородского; 10—13 — Салминского (10 — скв. 3 Сорбола, 11 — скв. 18 Тулокса, 12 — скв. 7 Умости, 13 — скв. 4 Кутун-Перти).

В плагиоклазах присутствуют: в обр. 7—0,11% P_2O_5, 0,11% SO_3; в обр. 8—0,14% P_2O_5, 0,11% SO_3; в обр. 9—1,03% P_2O_5, 0,12% SO_3.

Анализы по данным: 1, 3, 11—17 — А. П. Биркиса, 2 — О. А. Богатикова, 4, 5 — П. И. Лебедева, 6—9 — Ю. В. Кононова [1966], 10 — Е. В. Шаркова.

Анализы выполнили: 1 — Б. Е. Шенфельд, 3, 11—14, 17 — М. А. Зилгалве (Центральная лаборатория Управления геологии Латвии), 2 — Л. К. Берзе (Рижский политехнический институт), 15—16 — химическая лаборатория ИГЕМ АН СССР.

нала An_{29-30}). Растворимость кальция в щелочном полевом шпате ограничена содержанием 10—12% *An*, которое, согласно У. А. Диру с соавторами [1965—1966], является почти предельным для ортоклаза, что подтверждается также на примере составов этого минерала из анортозитов. Изученные ортоклаз-пертиты — одни из наиболее высокотемпературных разновидностей (температура кристаллизации 800—900° С) щелочного полевого шпата [Богатиков, Биркис, 1973].

Кварц является второстепенным минералом некоторых лейкократовых разновидностей анортозитовой серии пород, его содержание обычно не превышает 3%. Кварц интерсертальный, резко ксеноморфный, часто с облачным погасанием. Иногда наблюдаются микрографические прорастания плагиоклаза кварцем.

Ромбический пироксен и пижонит. Ортопироксен является самым распространенным минералом большинства пород анортозитовой серии. Образует самостоятельные ксеноморфные кристаллы различных размеров, иногда крупные (до 2 см). Часто встречается в виде тонких срастаний с клинопироксеном, образуя с ним пластинчатые, червеобразные, эмульсионные и другие структуры распада твердого раствора. Химический состав таких пироксенов указывает на их принадлежность как к ортопироксену с почти предельным содержанием волластонитового минала, так и к пижониту, причем четкой границы между ними провести нельзя. Пластинки авгита ориентированы параллельно грани (001) ортопироксена, что отвечает, согласно Г. Хессу, ромбическим пироксенам стиллуотерского типа [Hess, 1960]. Образование подобных структур связано с инверсией первичного пижонита, кристаллизовавшегося в глубинных условиях при высоких температурах.

Составы ортопироксена (по кристалооптическим данным) обычно среднежелезистые: Рижский плутон — Fs_{42-50}, остальные плутоны — Fs_{52-60}. Лишь в габбро-норитах Украины и Южной Фенноскандии встречены также более железистые разновидности — Fs_{60-75}, а в ультрабазитах Рижского плутона — более магнезиальные ортопироксены — Fs_{27-30}.

Химические составы ортопироксена и пижонита (табл. 4) показаны на диаграмме в координатах Ca—Mg—(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn) (рис. 4). Как следует из диаграммы, в анортозитовых породах присутствуют как ортопироксены, так и тесно связанные с ними пижониты. Субкальциевые разновидности пироксенов, представляющие собой в химическом отношении переходную группу между орто- и клинопироксенами, встречаются редко. Судя по химическим составам, наиболее магнезиальные пироксены (бронзит—гиперстен) встречены в пегматоидном габбро массива Ахвенисто и в габбро-норите Рижского плутона. Ортопироксен и пижонит в анортозитах других плутонов относятся к феррогиперстенам и промежуточным пижонитам. При этом ортопироксен и пижонит из собственно анортозитов всегда более железистые, чем эти же минералы из габбро-норитов того же самого комплекса, что находится в противоречии с определением состава этих минералов по кристаллооптическим данным. Причина такого несоответствия не ясна. Коэффициенты Сакатиона в ортопироксене из анортозитов равны 0,060—0,100. Согласно экспериментам Л. Атласа [Atlas, 1952], это указывает на высокие температуры кристаллизации ромбического пироксена и пижонита —1000—1100° С.

Моноклинный пироксен встречается в габбро-норитах, где его содержание иногда достигает 20—25%, лишь в Коростеньском плутоне встречено нормальное габбро. Самостоятельные кристаллы клинопироксена ксеноморфны, достигают 10 мм в поперечнике. Кроме того,

Таблица 4

Химический и компонентный составы (в вес.%) пироксенов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	51,15	51,08	49,19	48,25	48,32	51,04	46,60	49,16	50,01	50,03
TiO_2	0,34	0,40	1,78	0,50	0,30	0,37	0,52	0,11	0,44	0,46
Al_2O_3	2,45	1,13	3,16	1,12	0,20	2,18	1,58	0,39	0,13	0,15
Fe_2O_3	4,87	1,13	2,46	1,55	1,06	2,35	2,42	2,00	1,30	1,17
FeO	18,52	19,76	24,85	29,08	31,56	21,25	30,36	27,00	30,75	29,60
MnO	0,42	0,53	0,38	0,49	0,52	0,37	0,33	0,57	0,47	0,46
MgO	19,94	23,65	10,70	14,32	13,49	16,18	12,81	16,41	14,40	15,19
Ca	1,41	2,12	5,67	3,29	2,66	5,13	3,22	2,96	1,93	2,23
Na_2O	0,04	0,016	0,56	0,15	0,29	0,45	0,37	0,12	0,08	0,09
K_2O	0,038	0,0	0,47	0,14	0,02	0,095	0,06	Не опр.	0,05	0,04
H_2O	1,30	0,38	0,47	0,08	0,02	0,61	0,26	Следы	0,07	0,06
П.п.п.	—	—	—	—	1,59	—	1,47	0,79	0,57	0,68
Сумма	99,47	100,234	99,811	99,90	100,45	100,025	100,15	99,96	100,45	100,38
En	58,7	63,7	35,4	42,0	39,7	49,4	38,1	49,9	42,4	47,0
Fs	38,4	32,2	51,1	51,1	54,7	40,4	55,0	47,0	53,5	47,5
Wo	2,9	4,1	13,5	7,9	5,6	10,2	6,9	6,1	4,1	5,5
f	0,40	0,34	0,59	0,55	0,58	0,45	0,59	0,50	0,56	0,5

Примечание. 1—14 — ортопироксены и пижониты: 1, 3, 8, 9, 14 — габбро-нориты, 2, 6, 13 — габбро-анортозиты, 4, 5, 12 — анортозиты, 7 — норит, 10 — троктолит, 11 — габбро-пегматит; 15 — 22 — клинопироксены: 17, 19 — анортозиты, 20, 21 — габбро-анортозиты, 15, 16, 18, 22 — габбро-нориты.

Образцы плутонов: 1, 2, 15, 16 — Рижского (1, 2, 16 — скв. 13 Межвагари, 15 — скв. П-11 Приекуле); 3 — Коростеньского (скв. 120 Паромовка); 4—10, 17, 18 — Корсунь-Новомиргородского; 11 — Ахвенисто; 12—14, 19—22 — Салминского (12, 19 — скв. 18 Тулокса, 13 — скв. 3 Сорбола, 14, 22 — скв. 4 Кутун-Перти, 21 — скв. 7 Умосту).

В породах присутствуют: в обр. 5 — 0,03% P_2O_5, 0,39% SO_3; в обр. 8—0,12% P_2O_5, 0,33% SO_3; в обр.

клинопироксен часто присутствует в виде микроскопических вростков в ортопироксене. По кристаллооптическим свойствам и химическому составу клинопироксены относятся к авгиту и ферроавгиту, и лишь в салминских габбро-норитах встречены субкальциевые авгиты.

Химические составы клинопироксена приведены в табл. 4 и показаны на рис. 4 в координатах содержаний атомов Ca — Mg — (Fe^{2+}+ +Fe^{3+}+Mn). Наиболее бедны кальцием клинопироксены из анортозитов Салминского плутона, но и здесь, помимо субкальциевого ферроавгита, встречены «нормальные» ферроавгиты с содержанием Ca 40 атомн. %. Характерно, что клинопироксен из анортозита является более железистым, чем клинопироксен из габбро-норита того же комплекса.

Необходимо отметить такую закономерность. В породах анортозитовой серии железистость возрастает в таком ряду сосуществующих пироксенов: клинопироксен с «нормальным» содержанием *Wo*-минала → субкальциевые авгит и ферроавгит → пижонит и ферропижонит → ортопироксен. Кроме того, клинопироксен всегда является более титанистым, чем ортопироксен тех же самых пород.

Оливин наряду с ортопироксеном является широко распространенным минералом пород анортозитовой серии. Содержание оливина в породах серии весьма изменчиво, что отчетливо видно на диаграмме *Px — Pl — Ol* (см. рис. 6). Размеры оливиновых зерен также изменчивы — от долей миллиметра до 1—3 см. Наиболее крупные зерна оливина встречены в лейкократовых разновидностях пород анортозитовой се-

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
59,32	42,28	50,18	49,20	50,96	50,67	46,74	48,88	48,60	47,64	49,57	50,04
0,81	0,76	0,28	0,35	0,22	0,70	1,22	1,01	0,82	0,56	0,79	0,35
6,39	0,34	1,09	0,45	1,97	1,87	2,63	2,60	0,34	0,48	5,79	0,26
1,02	3,43	1,15	2,18	2,92	5,76	2,54	1,09	7,49	5,45	5,56	5,50
16,40	29,96	28,44	31,22	8,81	7,87	16,15	13,62	21,84	28,00	21,34	14,98
0,26	0,56	0,35	0,55	0,37	0,35	0,38	0,35	0,56	0,55	0,32	—
23,52	12,14	16,30	12,24	12,81	15,32	8,66	12,14	11,12	6,02	4,68	9,58
2,02	3,98	1,47	2,84	20,61	15,92	19,50	18,72	8,24	8,09	9,49	19,40
Не опр.	—	0,03	—	0,38	0,29	0,41	0,33	—	—	0,67	—
»	—	0,02	—	0,07	0,05	0,22	0,09	—	—	0,62	—
0,45	—	0,50	—	0,31	0,70	0,64	0,63	—	—	1,50	—
—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—
100,22	99,45	99,81	99,03	99,43	99,47	100,42	100,13	99,01	96,79	100,33	100,11
67,5	35,9	47,8	36,9	37,4	44,7	25,5	35,7	33,3	20,5	17,7	27,6
28,3	55,6	49,1	56,9	19,3	21,9	33,3	24,7	48,9	59,7	56,7	32,2
4,2	8,5	3,1	6,2	43,3	33,4	41,2	39,6	17,8	19,8	25,6	40,2
0,30	0,61	0,51	0,61	0,34	0,33	0,566	0,41	0,60	0,744	0,76	0,54

9—0,11% P_2O_5, 0,14% SO_3, в обр. 10—0,11% P_2O_5, 0,11% SO_3; в обр. 17 — 0,88% P_2O_5, 0,45% CO_2; в обр. 18—0,02% P_2O_5, 0,60% CO_2.

Анализы по данным: 1—3, 6, 12, 14—16, 19—22 — А. П. Биркиса; 4, 5, 7—10, 17, 18 — Ю. В. Кононова [1966] (обр. 17, 18 — из коллекции О. А. Богатикова); 11 — А. Саволахти [Savolahti, 1956]; 13 — Е. В. Шаркова.

Анализы выполнили: 1, 15, 16 — Л. С. Абрамова, 2, 6 — Н. И. Степанова, 17, 18 — О. П. Острогорская, 21 — С. А. Горбачева (ИГЕМ АН СССР); 3, 12—14, 19—22 — М. А. Зилгалве (Центральная лаборатория Управления геологии Латвии).

рии, где они резко ксеноморфны. Согласно кисталооптическим данным и химическому анализу (табл. 5) оливин в анортозитах Рижского плутона среднежелезистый — Fa_{34-45}, более железистым является оливин из основных пород украинских плутонов — Fa_{45-65} в анортозитах и габбро-анортозитах и Fa_{55-80} в габбро-норитах, троктолитах и ультрабазитах. Составы минерала нанесены на диаграмму Mg — Fe^{2+} — Mn (см. рис. 4), все оливины плутонов этапа стабилизации древних платформ характеризуются повышенным (0,5—3,8%) содержанием Mn_2SiO_4 сравнительно с оливином из иных анортозитовых формаций [Богатиков, Биркис, 1973].

Роговая обманка в породах анортозитовой серии имеет преимущественно реакционный характер. Местами роговая обманка образует самостоятельные зерна, тесно срастаясь с пироксенами, биотитом и рудным минералом. Помимо темно-зеленого феррогастингсита встречается красновато-коричневая, с резким плеохроизмом, керсутитовая (?) роговая обманка. По кристаллооптическим данным роговая обманка среднежелезистая.

Биотит присутствует в некоторых разновидностях габбро-анортозитов и габбро-норитов в количестве до 3%. Чаще всего биотит — реакционный минерал, развивается на стыке рудных зерен и плагиоклаза. Иногда замещает пироксены. Биотит густо окрашен, среднежелезистый, с отклонением от одноосности до 10—12°.

Химический состав биотита (табл. 6) из габбро-норита Рижского плутона указывает на повышенное содержание в нем титана против идеальной формулы, на преобладание магния над железом (f=0,35) и

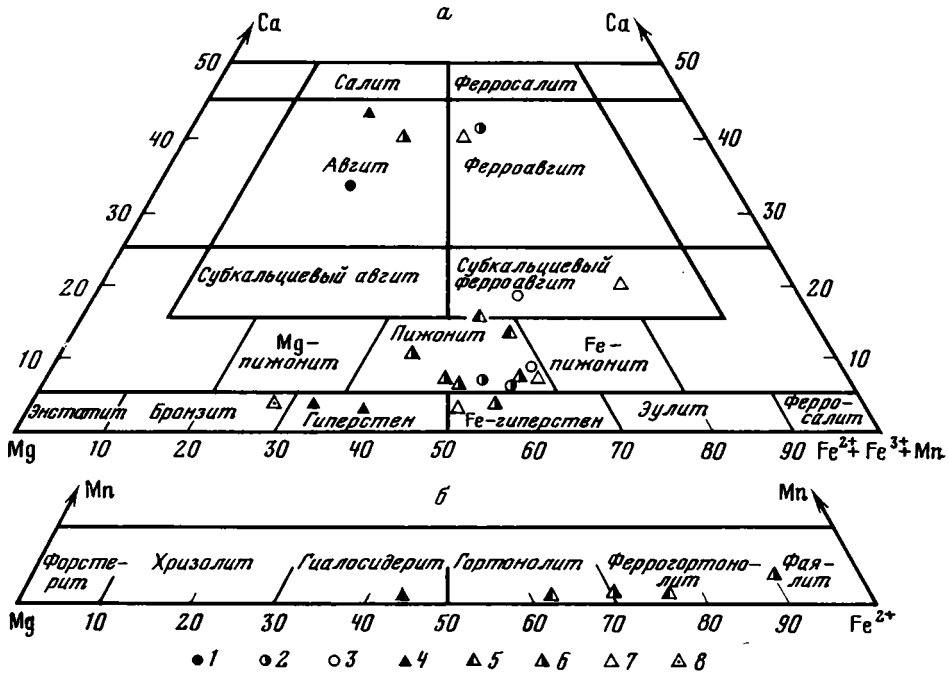


Рис. 4. Диаграммы: *а* — Mg — Ca — ($Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn$) составов пироксенов из пород анортозитовых комплексов; *б* — Mg — Mn — Fe^{2+} составов оливинов из пород тех же комплексов

1—3 — анортозиты; *4—8* — габбро-нориты. Комплексы плутонов: *1, 4* — Рижского, *2, 6* — Корсунь-Новомиргородского, *3, 7* — Салминского, *5* — Коростеньского, *8* — Выборгского

на высокое содержание в нем калия. По составу заметно отличается от биотита из пород других базит-ультрабазитовых формаций. Наиболее близки к нему составы биотита из анортозитов Джугджурского плутона [Ленников, 1968], Волго-Уральской анортозитовой провинции (коллекция С. В. Богдановой), а также из габбро Кизирского плутона [Лебедев, Богатиков, 1963]. Однако все эти биотиты более железисты ($f=0{,}47$—$0{,}52$), а биотит из джугджурских анортозитов, кроме того, содержит больше TiO_2 и Fe_2O_3. Составы биотита из анортозитов нанесены на диаграмму (рис. 5), где выделены поля составов биотита из пород гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма [Великославинский, 1972]. Все эти биотиты характеризуются малой железистостью, низкой глиноземистостью и высокой титанистостью. На диаграмме эти биотиты смещены в сторону (Mg+Fe+Mn)-угла диаграммы, что в общем отражает высокую температуру их кристаллизации, превышающую температуры гранулитовой фации.

Окиснорудные минералы присутствуют в значительных количествах лишь в меланократовых габбро-норитах и троктолитах и в ультрабазитах, где их содержание достигает 10—15 и 20—25%. Основная часть окиснорудной фазы представлена самостоятельными зернами ильменита и титаномагнетита, встречаются как идиоморфные, так и ксеноморфные (преобладают) зерна размером от долей миллиметра до 2 см. Кроме того, в фемических минералах и в плагиоклазе наблюдаются мельчайшие вростки титаномагнетита, нередко закономерно ориен-

Таблица 5

Химический и компонентный составы (в вес.%) оливина

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	36,00	32,51	30,64	31,62	31,33
TiO_2	0,10	0,12	0,13	0,16	0,33
Al_2O_3	1,36	0,22	0,22	0,73	—
Fe_2O_3	1,01	2,98	0,87	1,30	—
FeO	35,80	47,40	56,91	51,50	56,03
MnO	0,43	0,62	0,70	0,67	2,41
MgO	25,28	16,05	9,57	12,62	3,61
CaO	Не опр.	0,11	0,56	0,59	2,07
Na_2O	0,006	0,16	0,18	0,12	—
K_2O	0,013	0,06	0,06	0,03	—
H_2O	Не опр.	0,05	0,12	0,02	—
П.п.п.	—	0,04	0,07	0,04	—
Сумма	99,999	100,32	100,03	100,20	100,78
Fo	55,4	37,4	24,0	30,1	9,9
Fa	44,1	61,8	75,0	69,0	86,3
Мп-минал	0,5	0,8	1,0	0,9	3,8

Примечание. 1—3 — габбро-нориты; 4—5 — троктолиты.
Образцы плутонов: 1 — Рижского (скв. 19 — Вилцини), 2, 3 — Коростеньского (2 — Володарско-Волынский массив, 3 — Кривотинский массив), 4, 5 — Корсунь-Новомиргородского.
В обр. 4 присутствуют: 0,45% P_2O_5, 0,15% SO_3.
Анализы по данным: 1 — О. А. Богатикова, 2, 3 — И. Л. Личака, 4, 5 — Ю. В. Кононова [1966].

Таблица 6

Химический состав (в вес.%) биотита

Компонент	1	2	3	Катионы в пересчете на 12 атомов О	1	2	3
SiO_2	37,97	29,58	37,44	K	0,822	0,697	0,842
TiO_2	4,28	7,14	4,30	Na	0,018	0,068	0,009
Al_2O_3	13,25	14,86	14,95	H_3O	0,160	0,225	0,124
Fe_2O_3	3,63	9,89	1,67	Ca	—	0,010	0,025
FeO	12,30	13,62	17,69	Mg	1,747	1,412	1,345
MnO	0,30	0,20	0,14	Fe^{2+}	0,734	0,866	1,084
MgO	16,42	12,46	12,32	Fe^{3+}	0,021	0,149	0,103
CaO	Не опр.	0,12	0,32	Mn	0,018	0,013	0,009
Na_2O_3	0,13	0,46	0,06	Ti	0,230	0,409	0,243
K_2O	9,03	7,18	9,01	Al_{VI}	—	—	0,033
H_2O	1,72	3,87	2,19	Si	2,711	2,250	2,743
F	0,62	0,28	—	Al_{IV}	1,115	1,332	1,257
Сумма(—F_2=				Fe^{3+}	0,174	0,418	—
= O)	99,36	99,55	100,49	OH	1,860	1,932	2,000
f	0,35	0,51	0,47	F	0,140	0,068	—
				H_2O	0,140	0,068	—

Примечание. 1 — габбро-норит; 2 — апатит-титаномагнетитовый прослой; 3 — габбро-анортозит.
Образцы из плутонов: 1 — Рижского (скв. 13 Межвагари), 2 — Джугджурского, 3 — Волго-Уральской провинции (скв. 67).
Анализы по данным: 1 — А. П. Биркиса, 2 — А. М. Ленникова [1968], 3 — С. В. Богдановой.
Анализы выполнили: 1 — Л. С. Абрамова и Н. И. Степанова, 3 — А. И. Гусева (ИГЕМ АН СССР).

тированные. Часты симплектитовые срастания рудных минералов с фемическими.

Химические составы окиснорудной фракции из анортозита и габбронорита приведены в табл. 7. В целях уточнения фазового состава были изучены также термомагнитные характеристики анортозитов и их рудных фракций [Богатиков и др., 1975; Богатиков, Биркис, 1976]. Все эти данные свидетельствуют о том, что в рудной фракции анортозитов украинских плутонов преобладает гемоильменит при невысоком содержании гематита и рутила. В габбро-норитах наряду с гемоильменитом присутствует титаномагнетит (до 18—20%). Во всех основных породах Рижского плутона в значительных количествах присутствует как гемоильменит, так и титаномагнетит с тонкой структурой распада твердого

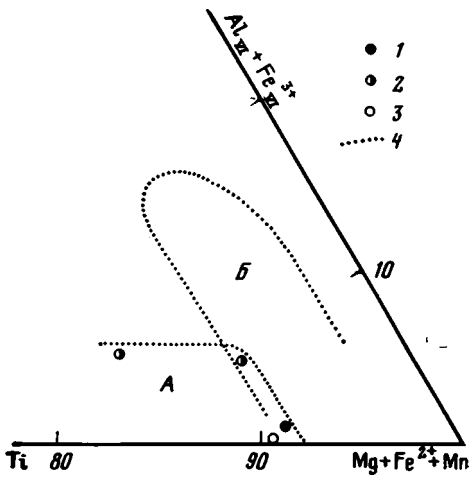


Рис. 5. Диаграмма Ti—($Al_{VI}+Fe_{VI}^{3+}$)—($Mg+Fe^{2+}+Mn$) составов биотитов из метаморфических пород по Д. А. Великославинскому [1972]

1 — 3 — биотит из анортозитов:
1 — Рижского плутона,
2 — Волго-Уральской провинции,
3 — Кизирского плутона;
4 — поля составов биотитов из пород:
А — анортозитовых комплексов,
Б — гранулитовой фации метаморфизма

раствора. Характерно, что в мономинеральных анортозитах преобладает близкий к чистому ильмениту гемоильменит состава 0,92 $FeTiO_3 \cdot 0{,}08$ Fe_2O_3, тогда как в габбро-норитах присутствуют гемоильмениты состава 0,44 $FeTiO_3 \cdot 0{,}56$ Fe_2O_3 (украинские плутоны) и 0,6 $FeTiO_3 \cdot 0{,}4$ Fe_2O_3 (Рижский плутон). Гемоильмениты переменного состава и магнетит находятся в тонком срастании с зернами ильменита, относительная доля этих включений меньше 3—7%, лишь в габро-норите Коростеньского плутона их содержание достигает 20—25%. Очевидно, что преобладающий в составе рудной фракции гемоильменит примерного состава 0,9—0,95 $FeTiO_3 \cdot 0{,}05$—0,1 Fe_2O_3 близок к первичному, это подтверждается результатами термомагнитных исследований и химическими анализами окиснорудной и мономинеральных фракций (см. табл. 7).

Ильмениту свойственны незначительные колебания состава, этот минерал содержит примеси гематита, рутила, шпинели, гейкелита, пирофанита в виде твердого раствора или субмикроскопических включений. В целом ильменит из пород Корсунь-Новомиргородского плутона богаче $FeTiO_3$, а ильменит из базитов Рижского плутона содержит более высокие примеси рутила и гематита по сравнению с ильменитом из анортозитов других плутонов.

Титаномагнетит представляет собой твердый раствор сложного состава, частично испытавший распад (продукты распада: ильменит, ульвошпинель, шпинель). Титаномагнетит в целом богаче шпинелью, чем ильменит. Ульвошпинель встречена только в титаномагнетите из

Таблица 7

Химический и компонентный составы (в вес.%) ильменитов и титаномагнетитов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	—	—	0,45	0,39	0,46	0,60	—	—	—	—	—	—	7,36	0,80	0,97
TiO_2	51,36	50,17	49,47	49,32	51,22	50,21	50,50	46,10	47,00	45,00	9,82	15,49	3,98	8,96	20,20
Al_2O_3	—	—	0,68	0,42	0,49	0,30	—	—	—	—	—	—	1,32	1,01	0,47
Fe_2O_3	10,03	6,61	6,85	4,98	3,00	5,05	5,00	11,47	8,86	13,74	53,89	47,31	54,73	51,52	39,17
FeO	35,70	39,56	40,76	42,01	42,85	43,85	43,07	38,97	38,92	37,80	28,55	33,41	28,09	34,49	36,51
MnO	—	—	0,55	0,47	0,54	0,53	0,45	—	—	—	—	—	0,34	0,12	0,39
MgO	—	—	0,94	0,93	1,38	0,53	0,44	0,37	0,30	—	—	—	2,48	0,82	1,17
CaO	—	—	0,05	0,03	0,06	0,07	—	—	—	—	—	—	0,47	0,18	0,21
Cr_2O_3	—	—	0,04	0,03	0,01	0,04	—	—	—	—	—	—	0,06	0,28	0,11
V_2O_5	0,22	0,19	0,14	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	0,80	1,20	0,78
Сумма	97,09	96,34	99,99	99,40	100,13	100,30	100,05	96,81	95,08	96,74	92,26	96,21	99,94	99,68	99,97
$MgAl_2O_4$	—	—	1,0	0,6	0,7	0,5	—	—	—	—	—	—	3,2	2,1	0,9
$MgTiO_3$	—	—	2,6	3,0	4,5	1,6	1,7	1,5	1,3	0,9	—	—	—	—	—
$MnTiO_3$	—	—	1,2	1,0	1,2	1,2	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—
$FeTiO_3$	82,7	89,3	89,6	91,8	91,2	93,1	93,7	90,5	91,1	89,1	14,0	35,3	11,3	11,5	40,6
Fe_2TiO_4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	18,3	11,5
TiO_2	12,1	6,3	2,2	1,1	1,0	1,1	1,1	2,0	3,3	2,7	7,3	2,6	—	—	—
Fe_2O_3	5,2	4,4	3,4	2,5	2,4	6,0	4,3	7,4	4,9	6,1	—	—	—	—	—
$MgFe_2O_4$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,2	4,7
$MnFe_2O_4$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	0,4	1,1
Fe_3O_4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	78,7	62,1	82,8	65,5	41,2

Примечание. 1—10 — ильмениты: 1, 6, 8 — анортозиты, 2, 3 — габбро-анортозиты, 4, 7, 9, 10 — габбро-нориты, 5 — габбро-перидотит; 11—15 — титаномагнетиты: 11 — анортозит, 12, 13 — габбро-анортозит, 14 — габбро-норит, 15 — габбро-перидотит.

Образцы плутонов: 1, 2, 11, 12 — Рижского (1, 11 — скв. 52 Кондава; 2, 12 — скв. 13 Межвагари); 3—5, 13—15 — Коростеньского; 6, 7 — Корсунь-Новомиргородского; 8—10 — Салминского (8 — скв. 5 Тигвере, скв. 7 Умосту, скв. 18 Тулокса, 9, 10 — скв. 4 Кутун-Перти).

В породах присутствуют: в обр. 3 — 0,03%, в обр. 4 — 0,06%, в обр. 5 — 0,01%, в обр. 15 — 0,03% H_2O; в обр. 13 — 0,27%, в обр. 14 — 0,28% п. п. п.

Анализы по данным: 1, 2, 11, 12 — О. А. Богатикова; 3—5, 13—15 — Л. А. Кудиновой [1976]; 6, 7 — Ю. В. Кононова [1966], 8—10 — А. П. Биркиса.

Анализы выполнили: 1, 2, 11, 12 — Н. И. Степанова (ИГЕМ АН СССР), 8—10 — М. А. Зилгалве (Центральная лаборатория Управления геологии Латвии).

основных пород Коростеньского плутона, а примесь рутила — в титаномагнетите из анортозитов Рижского плутона. Содержание $FeTiO_3$ в титаномагнетите уменьшается в направлении анортозит→габбро-норит→ультрабазит.

Распределение Ti и Fe между окиснорудными минералами и силикатами в базитах Коростеньского плутона было изучено Л. А. Кудиновой [1976]. Этим автором установлено, что главным концентратором титана является ильменит (67—89% его общего количества) и лишь до 28% TiO_2 входит в состав титаномагнетита из ультрабазита. В состав пироксенов входит 4—10% TiO_2, в состав оливина —1—5% TiO_2 от его общего количества в породе. Преобладающая часть железа (65—87% суммы общего железа) сосредоточена в фемических силикатах.

Акцессорные минералы; устойчивой парагенетической минеральной ассоциацией в анортозитах является *Il*+*Mt*+*Pr*+*Ap*+*Zr*. Однако основные породы из различных плутонов различаются по количественным соотношениям этих минералов. Так, в базитах Рижского плутона отмечены значительные концентрации пирита, а титаномагнетит преобладает над ильменитом, тогда как в аналогичных породах Коростеньского и Салминского плутонов соотношение этих минералов обратное. Минералами-индикаторами для основных пород Рижского плутона являются сфен и рутил, Салминского плутона — сфен и пирротин, Коростеньского плутона — рутил и пирротин.

Помимо окиснорудных минералов присутствуют апатит (до 2—10 кг/т в лейкократовых породах и до 45 кг/т в габбро-норитах), пирит, пирротин, сфен (до 100—400 г/т). Сульфиды халькопирит, галенит, киноварь присутствуют в количестве нескольких граммов на тонну. Крайне редко встречаются флюорит, шеелит, гранит, ортит (доли грамма на тонну). Характерно, что в анортозитах, непосредственно контактирующих с рапакиви, резко возрастают содержания пирротина и сфена (до нескольких килограммов на тонну), а также циркона.

Общие особенности минерального состава пород анортозитовой серии

Во всех породах анортозитовой серии наблюдается петрографическое, структурное и минералогическое родство, между крайними членами серии имеются все постепенные переходы. Всем изученным анортозитовым комплексам в целом свойственны лейкократовый характер и преобладание в их составе мономинеральных анортозитов и габбро-анортозитов. В то же время анортозитовые породы из разных плутонов различаются характером оливин-пироксенового и ортопироксен-клинопироксенового распределения [Богатиков, Биркис, 1970, 1973; и др.].

Как следует из расположения фигуративных точек составов анортозитов на диаграммах *Px — Pl — Ol* (рис. 6) и *Opx — Pl — Cpx* (рис. 7), в составе салминского и выборгского комплексов преобладают безоливиновые анортозиты, тогда как породы рижского комплекса являются преимущественно оливиновыми и пироксен-оливиновыми. Среди базитов украинских плутонов встречаются как пироксеновые, так и оливин-пироксеновые разновидности. Таким образом, нужно считать, что породам рижского комплекса свойственна оливиновая (пироксен-оливиновая) тенденция распределения фемических силикатов в отличие от оливин-пироксеновой тенденции в основных породах украинских плутонов и особенно от пироксеновой тенденции, свойственной базитам Салминского и Выборгского плутонов.

Для пород Рижского плутона и Кривотинского и Чеповичского массивов (Коростеньский плутон) характерна ортопироксеновая тенденция

в пироксеновом распределении (здесь преобладают норитовые породы) тогда как базитам Володарско-Волынского массива присуща клинопироксеновая тенденция (здесь часты габбро). Породы корсунь-новомиргородского и салминского комплексов в этом отношении занимают промежуточное положение.

Изучение пород анортозитовой серии показало, что эти породы часто содержат андезиновый плагиоклаз, ортоклаз, кварц, нередко биотит и роговую обманку. Присутствие этого комплекса минералов, в общем-то свойственного кислым породам, придает анортозитам этапа стабилизации древних платформ своеобразие в минералогическом отношении. В анортозитовой серии пород следует выделять главную (базитовую) минеральную ассоциацию — лабрадоровый $Pl \pm Ol \pm Opx \pm Cpx + Il$ и второстепенную (гранитную) ассоциацию минералов — андезиновый $Pl + Kf \pm Q \pm Bi + Amf$.

Как известно, с анортозитовой серией пород всегда тесно ассоциируют рапакиви. В породах первых интрузивных фаз рапакивигранитной серии часто встречаются андезин-лабрадоровый плагиоклаз, оливин, пироксены, ильменит, т. е. минеральная ассоциация, свойственная базитам и унаследованная от предшествовавших этим гранитам анортозитов.

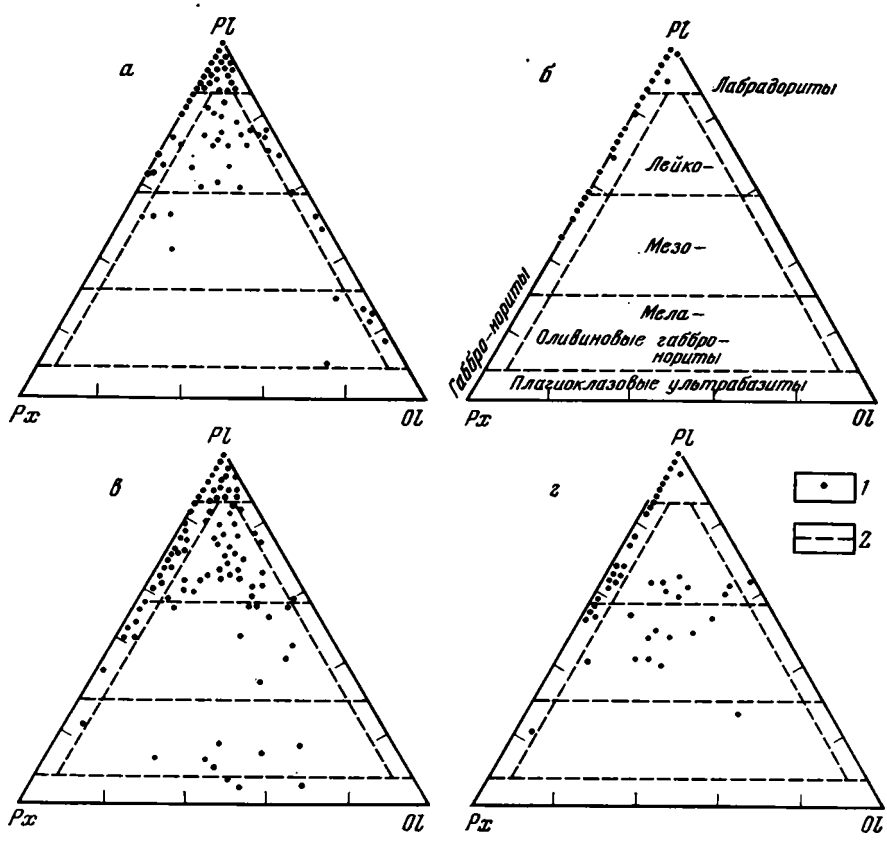


Рис. 6. Диаграммы *Px—Pl—Ol* составов пород анортозитовых комплексов. Номенклатура пород принята на 24-й сессии Международного геологического конгресса в 1972 г.

а — г — комплексы плутонов: *а* — Рижского, *б* — Салминского, *в* — Коростеньского, *г* — Корсунь-Новомиргородского

1 — точки составов пород; *2* — границы групп пород

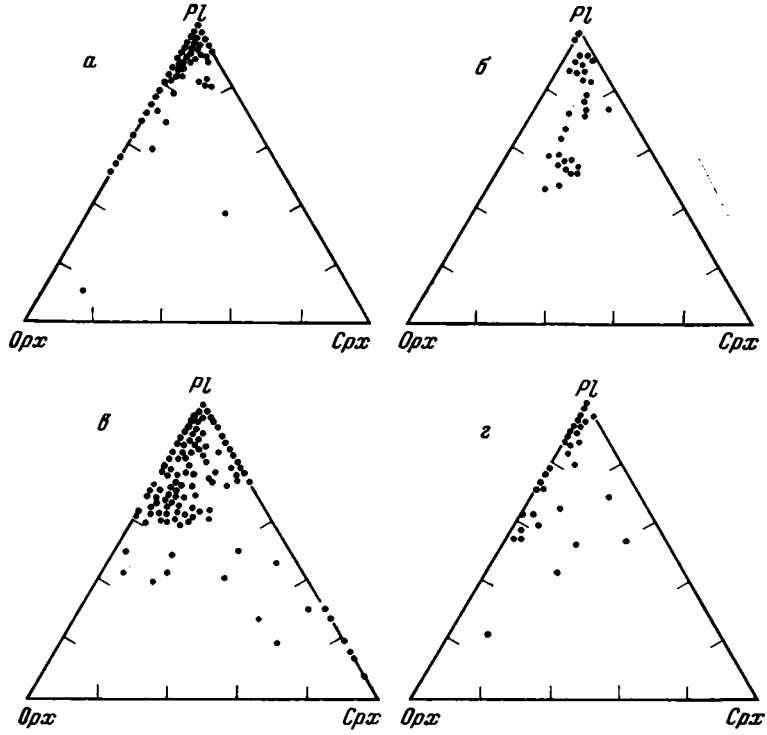


Рис. 7. Диаграммы *Opx—Pl—Cpx* составов пород анортозитовых комплексов

Пояснение *а — г* см. на рис. 6

Таким образом, почти все породообразующие минералы как анортозитов, так и рапакиви являются общими, сквозными минералами анортозитовой и рапакивигранитной серий пород. Кроме того, нами установлено, что существуют относительно постепенные переходы (по количественным соотношениям и содержанию некоторых породообразующих минералов — плагиоклаза, ортоклаза, кварца, пироксенов, биотита) — от габбро-анортозитов через кварцевые монцонит-мангериты к овоидным биотит-роговообманковым рапакиви и далее к биотитовым рапакиви.

Такие черты минерального состава пород анортозито-рапакивигранитной ассоциации (почти все породообразующие минералы той и другой серий пород являются сквозными, а минеральные ассоциации пород каждой серии представляют собой смешение минеральных парагенезисов базитов и гранитоидов) нужно считать специфической особенностью минерального состава пород анортозито-рапакивигранитной ассоциации и свидетельством их генетического родства.

Большинство породообразующих минералов в породах анортозитовой серии и ассоциирующих с ними рапакиви образуют почти непрерывные ряды составов или структурных состояний. От пород анортозитовой серии к рапакивигранитной (а внутри каждой серии от ранних интрузивных фаз к более поздним) наблюдается закономерное понижение основности плагиоклаза: анортозиты — An_{45-60}, кварцевые монцониты—мангериты — An_{30-45}, овоидные рапакиви —An_{25-40}, биотитовые рапакиви — An_{20-28} и An_{0-10}. В щелочном полевом шпате закономерно снижается ос-

новность плагиоклазовой составляющей: An_{29-30} в ортоклаз-пертите из анортозитов, An_{14-17} в мезопертите из кварцевых мангеритов, An_{4-8} в ортоклаз-пертите из кварцевых монцонитов, An_{2-6} в щелочном полевом шпате из рапакиви. В этом же направлении возрастает упорядоченность калиевой фазы этого минерала.

Внутри анортозитовой серии пород наблюдается закономерное изменение железистости фемических минералов от анортозитов к габбро-анортозитам и далее к габбро-норитам и ультрабазитам. Так, в оливине происходит последовательное повышение железистости в этом направлении, а в пироксенах, в противоположность этому, железистость понижается. Кроме того, в пироксенах железистость увеличивается по мере снижения в них содержания *Wo*-минала, т. е. в направлении авгит→субкальцевый авгит→пижонит→ортопироксен. В направлении анортозиты→кварцевые монцониты—мангериты→рапакиви закономерно увеличивается железистость фемических силикатов: оливин — от 0,40—0,60 до 0,90—0,95, ортопироксен и пижонит — от 0,30—0,60 до 0,70—0,85, клинопироксены — от 0,35—0,65 до 0,70—0,85, биотиты — от 0,35—0,40 до 0,80—0,98, роговая обманка — от среднежелезистых до 0,80—0,90.

Многие минералы из пород рапакивигранитной серии наследуют от минералов анортозитовой серии некоторые общие черты и особенности химического состава. Так, в плагиоклазах наследуется высокое содержание ортоклазового компонента, близкое к предельной взаимной растворимости полевошпатовых составляющих в плагиоклазе. Щелочные полевые шпаты сохраняют примерно равные содержания *Ab*-минала, различаясь лишь количеством *An* в твердом растворе этого минерала. Оливины и в анортозитах и в рапакиви содержат высокие количества Mn-минала. Все биотиты характеризуются низкой глиноземистостью и высокой титанистостью. Роговые обманки во всех породах относятся к ферроагастингситам—ферроэденитам и содержат высокое количество керсутитового минала. Гемоильмениты имеют примерно одинаковый состав, близкий к чистому ильмениту. Наконец, для всех пород характерно сходство устойчивых парагенезисов акцессорных минералов.

Петрохимия пород анортозитовой серии

Анортозиты этапа стабилизации древних платформ, как и другие анортозиты мира, характеризуются повышенной глиноземистостью, постоянством отношения CaO/Na_2O и повышенной железистостью пород серии по сравнению с базитовыми сериями других ассоциаций. В породах естественного ряда анортозиты — габбро-анортозиты — габбро-нориты и троктолиты — ультрабазиты наблюдается закономерное уменьшение содержаний SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O и прогрессивное возрастание содержаний TiO_2, Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO, P_2O_5 (табл. 8). Рудные разновидности обогащены TiO_2 и P_2O_5. Установлено, что рижский анортозитовый комплекс отчетливо обособляется от салминского и корсунь-новомиргородского пониженными содержаниями TiO_2, FeO, K_2O, P_2O_5 и, напротив, более высокими концентрациями Fe_2O_3, MgO, Al_2O_3, CaO. Коростеньский комплекс занимает промежуточное положение в отношении распределения этих петрогенных элементов.

Одной из важнейших петрохимических особенностей магматических пород является их железо-магниевая специализация. Породы характеризуемых анортозитовых комплексов в общем являются среднежелезистыми. Однако FeO и MgO в породах этих комплексов распределены по-разному. Из диаграммы Al—Fe—Mg (в атомн. %) (рис. 8) следует, что фигуративные точки составов пород различных анортозитовых комп-

Таблица 8

Химический состав (в вес.%) пород анортозитовой серии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	52,60	53,74	53,82	55,31	53,32	44,44	46,03	41,39	46,68	44,48
TiO_2	0,22	0,27	0,67	0,50	0,30	2,55	2,31	4,39	3,97	3,40
Al_2O_3	26,86	26,14	24,51	23,94	26,03	16,00	14,10	13,45	12,06	13,67
Fe_2O_3	0,85	0,55	0,90	0,64	0,75	7,42	2,01	1,66	2,55	2,16
FeO	1,79	1,56	2,96	2,18	2,04	11,89	14,20	19,11	15,09	15,54
MnO	0,04	0,03	0,05	0,05	0,05	0,19	0,20	0,23	0,19	0,20
MgO	1,29	1,04	1,18	0,69	1,16	6,52	6,08	5,20	3,90	5,22
CaO	10,44	9,82	8,98	9,33	9,95	8,07	8,41	8,11	9,02	8,40
Na_2O	4,29	4,61	4,13	4,17	4,34	2,63	2,52	1,97	2,32	2,31
K_2O	0,44	0,77	1,06	0,89	0,62	0,61	0,70	0,57	0,73	0,71
P_2O_5	0,08	0,18	0,24	0,12	0,11	0,99	0,48	1,68	1,37	1,24
f	0,52	0,52	0,62	0,70	0,57	0,56	0,60	0,69	0,72	0,66
$K_2O/(K_2O+Na_2O)$	0,05	0,11	0,14	0,13	0,08	0,12	0,15	0,16	0,16	0,16
n	47	26	19	7	101	6	17	17	11	51

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	50,17	51,87	50,16	49,46	51,16	35,48	29,39	35,45	31,25
TiO_2	0,43	1,22	1,27	2,24	0,95	1,33	8,06	7,62	6,65
Al_2O_3	22,27	18,10	19,68	18,73	19,50	5,25	2,83	5,25	3,64
Fe_2O_3	1,47	1,48	1,48	2,82	2,13	8,18	8,08	1,40	7,68
FeO	5,63	8,27	8,53	8,37	7,76	24,22	29,31	33,60	28,30
MnO	0,09	0,10	0,12	0,13	0,10	0,47	0,39	0,42	0,41
MgO	4,72	3,79	2,67	1,81	3,36	20,29	8,82	10,32	10,62
CaO	9,38	8,19	7,87	9,48	8,64	2,69	8,94	3,38	6,95
Na_2O	3,41	3,12	3,30	3,40	3,28	0,90	0,54	0,74	0,62
K_2O	0,45	1,23	0,92	0,83	0,99	0,10	0,24	0,21	0,22
P_2O_5	0,12	0,25	0,56	0,79	0,24	0,11	0,30	0,63	1,20
f	0,45	0,59	0,68	0,77	0,62	0,47	0,70	0,66	0,65
$K_2O/(K_2O+Na_2O)$	0,07	0,21	0,16	0,14	0,17	0,08	0,18	0,14	0,17
n	33	81	8	14	139	3	10	2	15

Примечание. 1—5—анортозиты; 6—10—габбро-нориты; 11—15—габбро-норито-анортозиты; 16—19—плагиоклазовые ультрабазиты.

Образцы плутонов: 1, 6, 11, 16 — Рижского; 2,7,12,17 — Коростеньского; 3,8,13,18 — Корсунь-Новомиргородского; 4,9,14 — Салминского; 5,10,15,19 — среднее для каждой породы по всем плутонам.

лексов отчетливо обособляются в самостоятельные поля, с отклонением к Fe- или Mg-углу диаграммы. Из диаграммы также следует, что в базитах рижского комплекса наиболее сильно проявлена тенденция к предпочтительному накоплению магния, тогда как анортозиты корсунь-новомиргородского и салминского комплексов характеризуются тенденцией к предпочтительной концентрации железа. Коростеньский комплекс характеризуется промежуточным направлением железо-магниевого распределения.

Подобные же тенденции распределения FeO и MgO в породах различных комплексов можно видеть при рассмотрении диаграмм зависимости распределения FeO и MgO концентрации SiO_2 (вес. %) (рис. 9). В породах всех анортозитовых комплексов, за исключением рижского, концентрации FeO преобладают над концентрациями MgO. По мере увеличения основности пород наблюдается прямолинейное возрастание содержаний FeO и в меньшей мере MgO, одновременно возрастает величина превышения FeO над MgO (на диаграммах увеличиваются линии

расхождения между значениями FeO и MgO). В анортозитах Рижского плутона концентрации FeO и MgO примерно одинаковы либо наблюдается незначительное преобладание FeO над MgO.

Специфика каждого из изученных анортозитовых комплексов в отношении железо-магниевого распределения наглядно видна на диаграммах зависимости общей железистости пород от содержания кремнезема (рис. 10) и на диаграммах частоты встречаемости величины общей железистости пород (рис. 11). Во всех группах пород (анортозиты, габбро-анортозиты, габбро-нориты, ультрабазиты) наблюдается увеличение общей железистости пород и их силикатной фазы в таком направлении: рижский→коростеньский→корсунь-новомиргородский→салминский комплексы. Внутри каждого комплекса наблюдается возрастание железистости пород в таком ряду: анортозиты→габбро-анортозиты→габбро-нориты→ультрабазиты, а также от ранней интрузивной фазы к более поздней (там, где они имеются). Одновременно с этим наблюдается уменьшение величины окислительного потенциала пород в указанном направлении, т. е. в анортозитовых комплексах наблюдается обратно пропорциональная зависимость между величиной общей железистости пород и значениями их окислительного потенциала.

Титан и окисное железо являются главными компонентами окиснорудных минералов, а также входят в состав фемических силикатов, Концентрация и распределение TiO_2 и Fe_2O_3 в анортозитах зависят в первую очередь от степени меланократовости пород [Богатиков, Биркис, 1976]. В целом анортозиты Рижского плутона являются наиболее лейкократовыми и характеризуются наименьшими концентрациями TiO_2 и Fe_2O_3. Наиболее богаты окиснорудными минералами и соответственно этому титаном и окисным железом габбро-анортозиты и габбро-нориты Салминского плутона и ультрабазиты Коростеньского плутона (до 20—30 вес. %). Еще более резко различаются между собой анортозитовые комплексы по характеру железо-титанового распределения в породах и по величине их титанистости ($t=Il/(Il+Mt)$). На диаграммах SiO_2—TiO_2, Fe_2O_3 (вес. %) (рис. 12) лейкократовые члены всех анортозитовых комплексов характеризуются примерно одинаковыми концентрациями TiO_2 и Fe_2O_3. В габбро-норитах и ультрабазитах Корсунь-Новомиргородского и Салминского плутонов наблюдается преимущественная концентрация TiO_2. По мере увеличения основности пород и степени их меланократовости содержание TiO_2 возрастает, тогда как содержание Fe_2O_3 изменяется незначительно. В основных породах Рижского плутона соотношения Fe^{3+} и Ti обратные, т. е. Fe_2O_3 почти всегда преобладает над TiO_2. Основные породы Коростеньского плутона характеризуются примерно одинаковыми концентрациями TiO_2 и Fe_2O_3, иногда с преобладанием то одного, то другого металла.

Наиболее титанистый окиснорудный компонент встречен в базитах Корсунь-Новомиргородского и Салминского плутонов ($t=0{,}40$—$0{,}95$), минимально титанистый — в основных породах Рижского плутона ($t=0$—$0{,}5$). Характерно прогрессивное возрастание титанистости окиснорудной фазы от мономинеральных анортозитов к габбро-анортозитам и далее к габбро-норитам и ультрабазитам (за исключением Рижского плутона, где ультрабазиты менее титанистые, чем габбро-нориты и троктолиты). Во всех рудных ультрабазитах, а также в габбро-норитах Салминского и Корсунь-Новомиргородского плутонов наблюдается прямая корреляция между концентрациями титана и фосфора, как это свойственно анортозитам из расслоенных интрузивов [Богатиков, 1966].

Анортозитовые комплексы этапа стабилизации древних платформ характеризуются более высокими концентрациями щелочей и более высо-

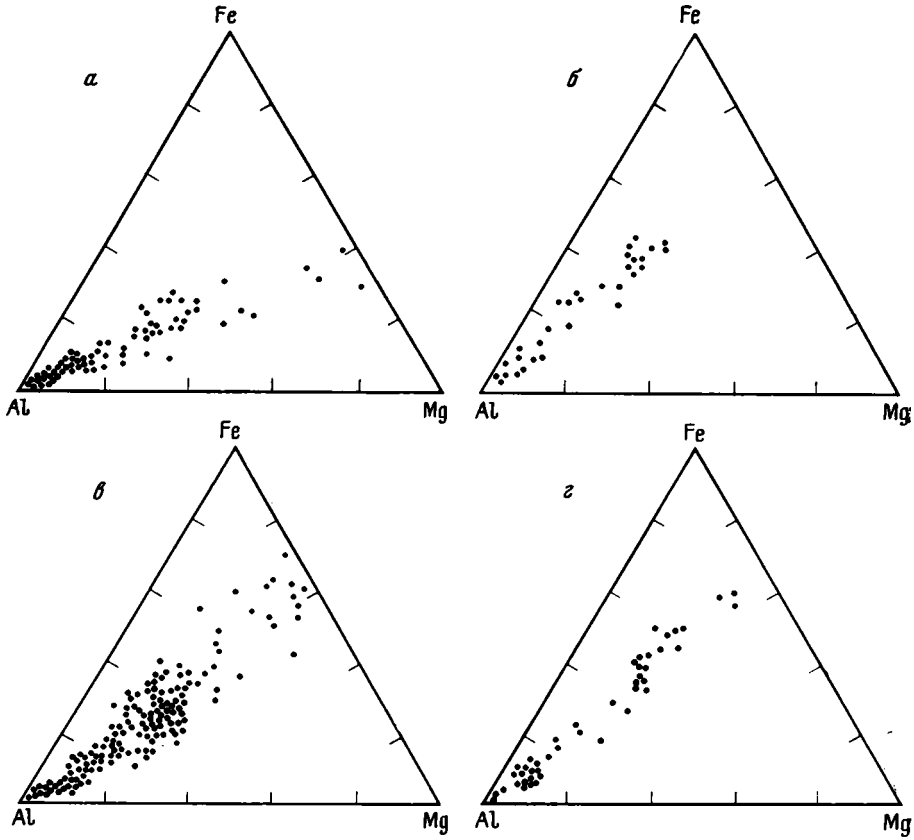


Рис. 8. Диаграммы Al—Fe—Mg составов пород анортозитовых комплексов

Пояснение *а* — *г* см. на рис. 6

кой калиевостью пород по сравнению с анортозитами из иных формаций. Наиболее бедны калием основные породы Рижского плутона, наиболее богаты калием (до 1,5—2%) габбро-анортозиты Коростеньского плутона. Во всех комплексах калиевость пород возрастает от анортозитов к габбро-анортозитам и далее к габбро-норитам. Кроме того, намечается возрастание величины калиевости пород в анортозитовых комплексах в таком направлении: рижский→корсунь-новомиргородский→→салминский→коростеньский комплексы, как это следует из диаграмм SiO_2—K_2O и SiO_2—K (рис. 13).

В анортозитовых комплексах устанавливается прямая зависимость между величиной железистости пород и величиной их калиевости, как это следует из рассмотрения диаграмм *f*—*k* (рис. 14). Наблюдается общее совпадение полей фигуративных точек взаимосвязанных значений *f* и *k* в анортозитах из различных плутонов. В общем наблюдается возрастание калиевости и особенно железистости пород (с незначительными отклонениями) в направлении анортозит→габбро-анортозит→габбронорит→ультрабазит. Отчетливо видна повышенная калиевость анортозитов Коростеньского плутона (по сравнению с породами из других плутонов) и повышенная железистость основных пород Корсунь-Новомиргородского и Салминского плутонов. В противоположность этому рижские анортозиты характеризуются минимальными значениями как калиевости, так и железистости.

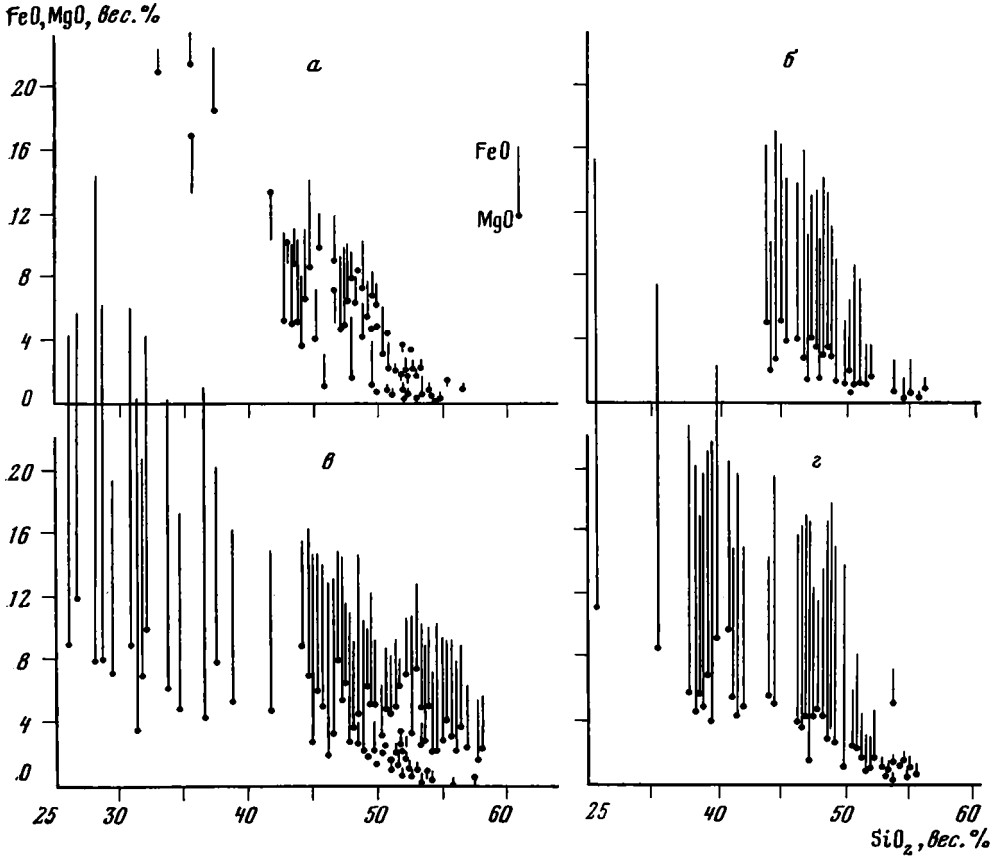


Рис. 9. Диаграммы зависимости концентрации FeO и MgO от содержания SiO_2 в породах анортозитовых комплексов

Пояснение *а* — *г* см. на рис. 6

Анализируя взаимозависимость железистости и титанистости в анортозитах в связи с изменением их основности (и меланократовости), можно сделать вывод, что в Корсунь-Новомиргородском плутоне титанистость возрастает от анортозитов к ультрабазитам при слабом возрастании их железистости. В Салминском и Коростеньском плутонах титанистость возрастает от анортозитов к габбро-норитам при сложно изменяющейся величине их железистости, а титанистость ультрабазитов в общем меньше титанистости габбро-норитов и троктолитов. Еще более резко эта тенденция проявлена в породах рижского анортозитового комплекса. В целом же в породах анортозитовых комплексов намечается возрастание титанистости пород по мере снижения их железистости. Наиболее отчетливо эта тенденция проявлена в анортозитах Салминского и Коростеньского плутонов.

Распределение малых элементов между породами анортозитовой серии в целом подчиняется установленным А. П. Виноградовым [1962] закономерностям такого распределения в основных и кислых породах. В серии пород анортозиты—габбро-нориты—ультрабазиты закономерно возрастают количества Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Mo и уменьшаются концентрации Zr, Ga, Ba (табл. 9). Отдельные группы пород характеризуются повышенными или пониженными содержаниями некоторых

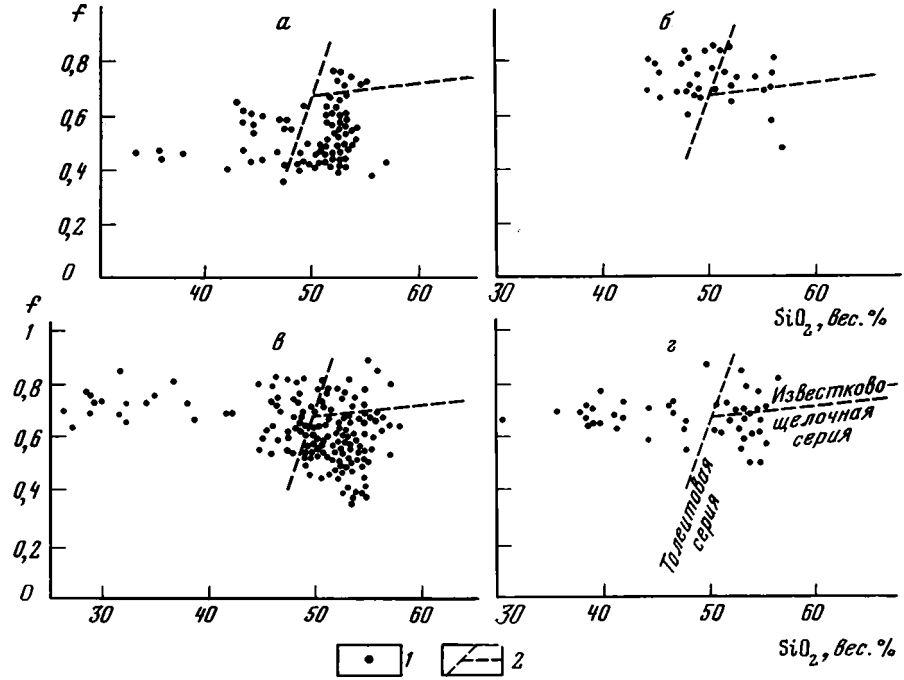


Рис. 10. Диаграммы зависимости общей железистости (*f*) пород анортозитовых комплексов от содержания SiO_2 в этих породах

1 — точки составов пород; *2* — тренды известково-щелочной и толеитовой серий пород. Пояснение *а* — *г* см. на рис. 6

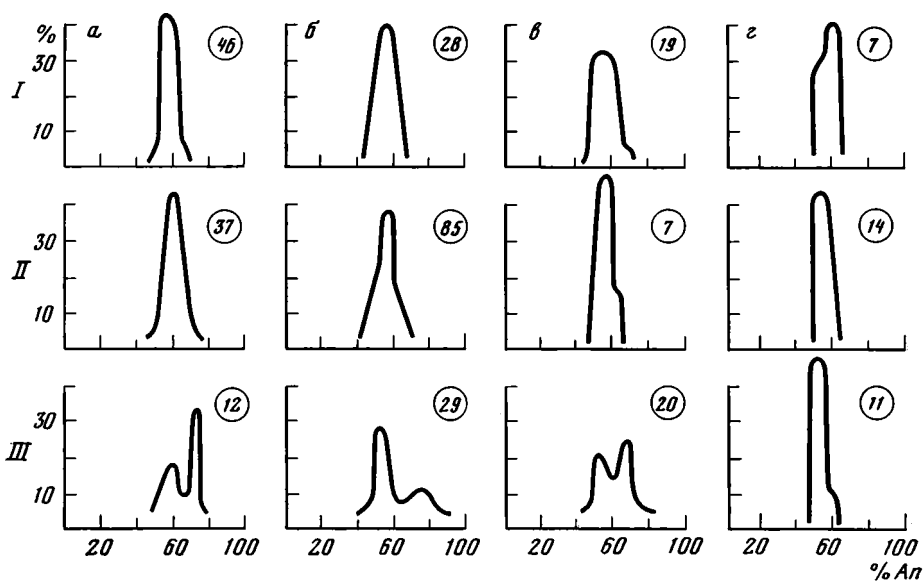


Рис. 11. Диаграммы частоты встречаемости величины общей железистости (*f*) пород анортозитовых комплексов

I — анортозиты; *II* — габбро-анортозиты; *III* — габбро-нориты и ультрабазиты. Пояснение *а* — *г* см. на рис. 6. В кружках — количество анализов

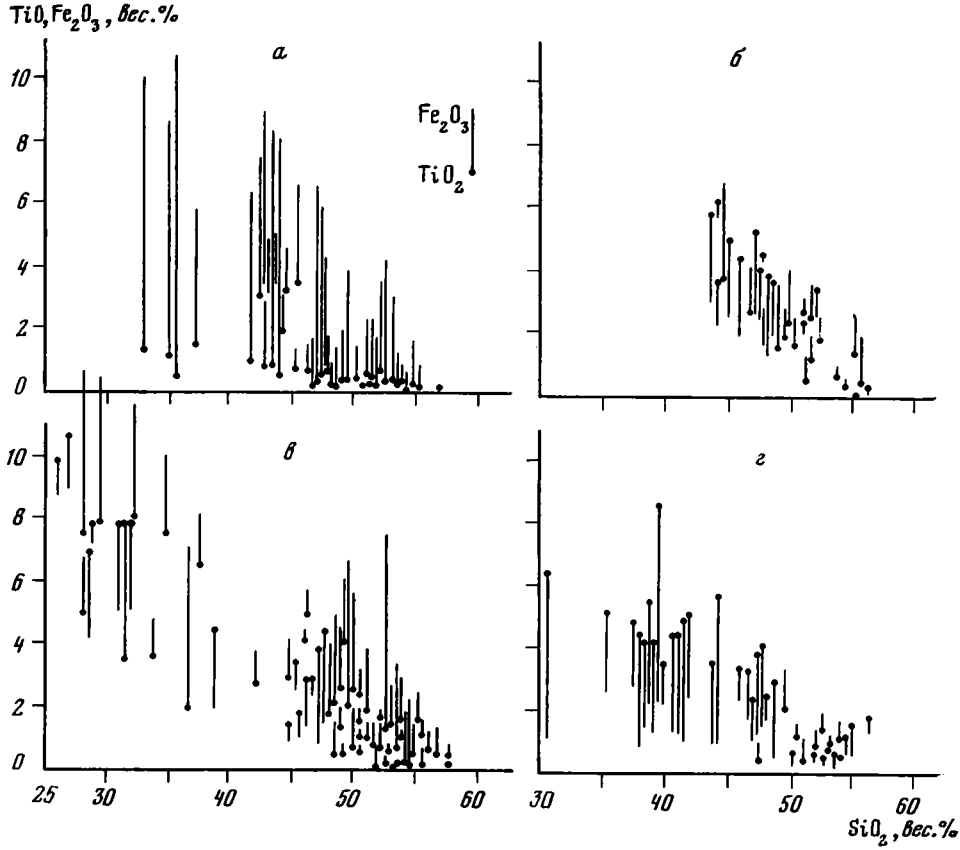


Рис. 12. Диаграммы зависимости концентрации TiO_2 и Fe_2O_3 от содержания SiO_2 в породах анортозитовых комплексов

Пояснение *а* — *г* см. на рис. 6

элементов относительно их средних содержаний в анортозитовых комплексах в целом. Так, в ультрабазитах установлены экстремально высокие содержания Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Zn, высокие содержания Cu, Y и экстремально низкие — Ga, Sr, Ba. В габбро-норитах установлены экстремально высокие содержания Ti, V, Mn и высокие — Co, в анортозитах — высокие содержания Sr и низкие — Ti, V, Mn, Cu, Zn, Mo. Все анортозитовые комплексы обладают относительно кларков высокими (2—10) коэффициентами концентрации Ce, повышенными (до двух раз) коэффициентами концентрации Mo, La, Ba и пониженными (0,1—0,5) коэффициентами концентрации V, Cr, Ni, Mn, Cu, Y. Вместе с тем породы рижского анортозитового комплекса (по сравнению с породами других изученных комплексов) богаты Ni и бедны Ti, V, Mo, породы Салминского плутона богаты Ti, Mn, Ga, Sr, Ba и бедны Cr, Ni, анортозиты Коростеньского плутона обогащены V и Mo.

Сравнение петрохимических особенностей анортозитов и рапакиви [Анортозит-рапакивигранитная формация..., 1978; Биркис, 1980] показало, что имеется определенное петрохимическое сходство анортозитовой и рапакивигранитной серий пород. Содержания многих химических окислов закономерно изменяются от габбро-анортозитов (они примерно соответствуют среднему составу анортозитовых комплексов в целом) к

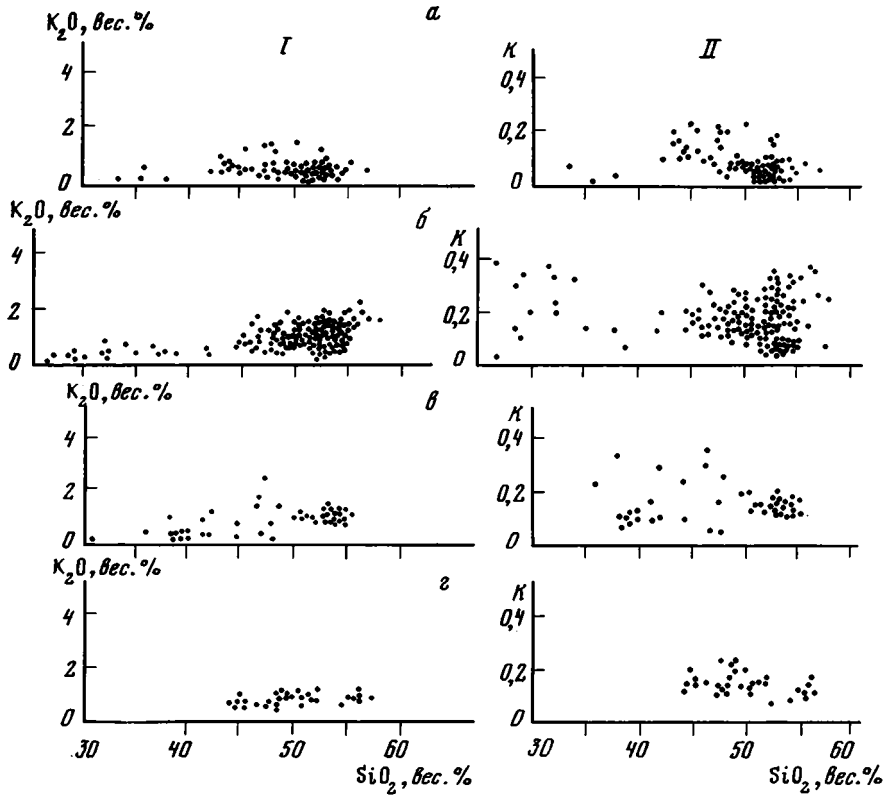


Рис. 13. Диаграммы зависимости концентрации K_2O (*I*) и величины калиевости пород *K* (*II*) от содержания SiO_2 в породах анортозитовых комплексов

Пояснение *а* — *г* см. на рис. 6

кварцевым монцонитам—мангеритам и далее к рапакиви. В этом же направлении наблюдается постепенное возрастание общей железистости (от 0,55—0,65 до 0,80—0,90) и калиевости (от 0,10—0,13 до 0,50—0,55) пород, одновременно уменьшается основность полевошпатовой части пород (от 0,50—0,57 до 0,20 и менее) и титанистость окиснорудной фазы (от 0,50 до 0,30).

Установлено, что в породах рапакивигранитных комплексов наследуются от предшествовавших им анортозитов повышенные или пониженные концентрации многих элементов и особенности их распределения, и эти петрохимические особенности отличают плутоны один от другого. Так, в рапакиви Рижского плутона наследуются от анортозитов наибольшие содержания Al, Mg, Ca, повышенная основность плагиоклаза, минимальные концентрации Fe и Ti, наименьшие значения железистости и калиевости пород. В салминских рапакиви наследуются от анортозитов наиболее высокие содержания Si, Fe, Na, наибольшие значения железистости и калиевости пород, минимальные содержания в них Al, Mg и наименьшие значения основности плагиоклаза. Менее четко проявлены черты унаследованности в рапакиви других плутонов (Коростеньский — максимальные содержания щелочей и минимальные содержания глинозема, Корсунь-Новомиргородский — максимальные концентрации Fe и минимальные содержания Si, Na, высокие значения железистости и калиевости пород).

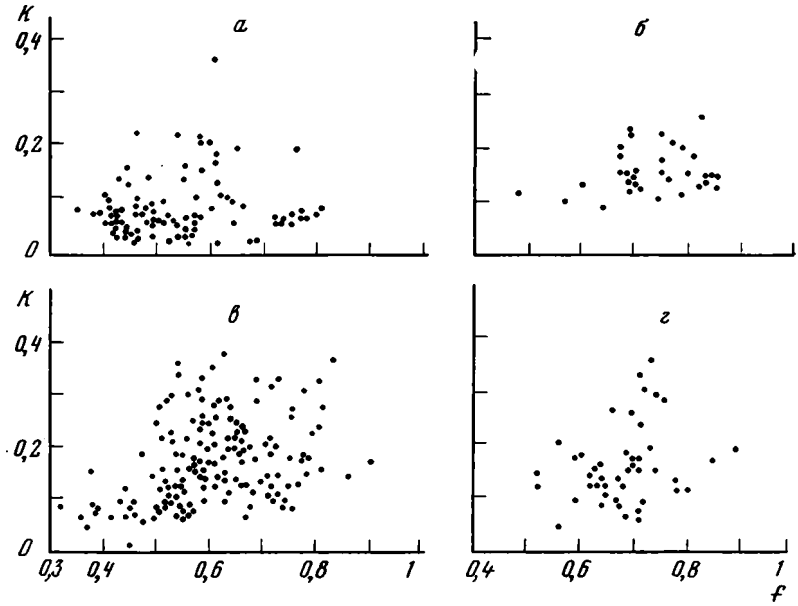


Рис. 14. Диаграмма зависимости калиевости (*K*) от общей железистости (*f*) пород анортозитовых комплексов

Пояснение *а* — *г* см. на рис. 6

Таблица 9

Распределение (в г/т) малых элементов в породах анортозитовой серии

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ti	2100	2800	3900	2800	5800	9500	4500	1500	2500	4800	8400
V	17	44	21	31	110	100	93	530	26	89	54
Cr	14	18	18	24	27	4,6	150	110	21	26	9
Co	20	16	12	32	30	21	120	96	25	26	19
Ni	18	10	4,4	54	14	5,5	370	61	37	14	5,5
Mn	210	170	250	600	680	920	3300	2500	420	410	830
Cu	16	14	12	23	32	25	60	67	20	23	23
Pb	⩽5,8	⩽5,9	4,3	⩽5,8	7,2	5,8	⩽5,8	⩽5,9	⩽5,8	⩽5,9	5,6
Zn	30	⩽22	45	65	98	160	340	660	60	85	150
Ga	15	13	16	13	14	16	6,7	9,0	14	13	16
Mo	⩽1,4	⩽1,3	⩽1,1	⩽1,4	3,3	2,4	⩽1,4	4,5	⩽1,4	3,2	1,5
Sn	⩽2	⩽2,4	⩽2,4	⩽2	⩽2,4	⩽2,4	⩽1,2	⩽2,4	⩽2	⩽2,4	⩽2,4
Zr	13	18	43	⩽12	41	39	12	10	12	18	40
Y	⩽9	⩽16	⩽8,7	⩽9	⩽16	8,7	⩽9	26	⩽9	⩽16	⩽8,7
Yb	⩽1,5	⩽2,5	⩽1,8	⩽1,5	⩽2,6	⩽1,8	⩽1,5	⩽2,6	⩽1,5	⩽2,6	⩽1,8
La	⩽35	⩽77	⩽45	⩽35	⩽77	⩽45	⩽35	⩽77	⩽35	⩽77	⩽45
Ce	⩽68	⩽73	⩽72	⩽68	⩽79	⩽72	⩽68	⩽79	⩽68	⩽79	⩽72
Sr	420	370	510	350	300	480	160	230	330	310	480
Ba	240	230	920	260	470	1000	89	130	240	340	980
n	66	11	8	96	20	35	5	2	167	33	49

Примечание. 1—3—анортозиты; 4—6 — габбро-нориты; 7,8 — ультрабазиты; 9—11—анортозитовые комплексы в целом.

Образцы плутонов: 1, 4, 7, 9 — Рижского, 2, 5, 8, 10 — Коростеньского, 3, 6, 11 — Салминского.

Точно так же установлена унаследованность некоторых геохимических особенностей анортозитов породами более поздней рапакивигранитной серии (Рижский плутон — повышенные концентрации Cr, Ni, пониженные — Ti, V, Pb, Zn, Sr, Ba, Салминский плутон — повышенные содержания Ga, Sr, пониженные — Cr, Выборгский плутон — повышенные концентрации Ti, Pb, Zn). Примечательно, что по набору малых элементов и величине их концентрации кварцевые монцониты—мангериты I гранитоидной фазы больше тяготеют к породам анортозитовой серии, чем к собственно рапакиви.

Некоторые особенности становления анортозитовых серий

Обобщение данных геотермометрии позволило установить, что наиболее вероятными температурами кристаллизации анортозитов являются 1100—950° С [Анортозит-рапакивигранитная формация..., 1978; Биркис, 1980]. Судя по геобарометрам (экстраполяция состава плагиоклаза, эксперименты И. Куширо и Г. С. Йодера по кристаллизации магматических расплавов, оценка давления при образовании коронарных структур), кристаллизация анортозитов происходила в нижних горизонтах земной коры при общем давлении не менее 5—6 кбар. Низкие изотопные стронциевые соотношения в анортозитах СССР (0,703—0,704) (коллекция О. А. Богатикова, определения выполнены в лаборатории ГИН), Северной Америки (0,703—0,706) [Heat, 1966; Heat, Fairbairn, 1969; и др.), в мангеритах Адирондака (0,7055) [Heat, 1966] и в рапакиви Выборгского плутона (0,704) [Анортозит-рапакивигранитная формация..., 1978] и изотопные соотношения кислорода в анортозитах СССР [Богатиков, 1974] убедительно свидетельствуют о том, что исходное для анортозитов, мангеритов и рапакиви вещество имеет глубинное, скорее всего мантийное, происхождение.

Проведенные одним из авторов исследования [Биркис, 1980] показали, что многие минералого-петрохимические особенности анортозит-рапакивигранитных ассоциаций свидетельствуют в пользу генетического родства анортозитов и рапакиви. Так, в породах и анортозитовой и рапакивигранитной серий установлены смещение двух минеральных ассоциаций, типичных для базитовых и гранитоидных пород, и сквозной характер главных породообразующих минералов. По количественным соотношениям некоторых из них существуют достаточно постепенные переходы между породами анортозитовой и рапакивигранитной серий. Многие минералы в анортозитах и рапакиви образуют непрерывные ряды составов или структурных состояний. От анортозитовой серии к рапакивигранитной закономерно изменяются химические составы и петрохимические параметры самих пород и составы их многих минералов. Наконец, в каждом из изученных плутонов в рапакиви от анортозитов наследуются многие черты и особенности химического состава пород и породообразующих минералов, а также парагенезисы акцессорных минералов и ассоциации малых элементов.

Многие исследователи полагают, что анортозит-мангеритовые и анортозит-рапакивигранитные ассоциации являются производными магм известково-щелочного ряда (базальтов—андезитов). Эксперименты Т. Х. Грина с фракционной кристаллизацией кварцеводиоритового расплава как будто подтверждают эти представления. Однако уже простое сравнение полученных при экспериментах составов твердых габбро-анортозитовых фаз и жидких фракционатов (и их суммарных валовых составов) с реально существующими анортозитами, мангеритовыми и

рапакивигранитными сериями Восточно-Европейской и Северо-Американской древних платформ показывает, что последние являются более железистыми и более щелочными (особенно более калиевыми).

Все это заставляет предполагать, что составы реальных исходных магм должны были быть более высокожелезистыми и более щелочными по сравнению с типовыми известково-щелочными магмами. Эти условия соблюдаются, если в качестве исходного расплава взять магму кварцево-трахиандезитового (кварцево-латитового) состава. Тогда после условного отделения 20% твердой фазы габбро-норитового состава расчетный состав жидкого фракционата будет хорошо совпадать с составами реально существующих кварцевых мангеритов, после отделения 40% твердой фазы — с составами реальных рапакиви (рис. 15).

Породы анортозито-гранитоидных ассоциаций характеризуются двумя важнейшими и сопряженными направлениями при дифференциации исходного расплава, а именно резко выраженным возрастанием железистости и калиевости пород от анортозитовой к гранитоидной серии и менее резко, но достаточно отчетливо выраженным возрастанием этих параметров внутри каждой серии от ранних дифференциатов (интрузивных фаз) к более поздним. Это было установлено Р. Ф. Эмсли [Emslie, 1965, 1969] на примере анортозит-мангеритовых ассоциаций Северной Америки и подтверждено на примере ассоциации анортозиты — рапакиви Восточно-Европейской платформы [Биркис, 1980]. Р. Ф. Эмсли [Emslie, 1973] пришел к выводу, что анортозитовые и мангеритовые серии в петрохимическом отношении занимают промежуточное положение между толеитовыми и известково-щелочными сериями. К сходным представлениям на примере эффузивных аналогов анортозитов и рапакиви пришел Д. А. Великославинский [Анортозит-рапакивигранитная формация..., 1978]. Нами была проверена справедливость этих предположений. Помимо диаграмм, предложенных Р. Ф. Эмсли, были использованы также диаграммы многих других авторов (Е. Ф. Осборн, Х. Куно, Г. С. Йодер, К. Э. Тилли, Т. Н. Ирвин и В. Р. Барагар, М. И. Розинов, Б. Н. Пискунов и др.). Это имело целью определить принадлежность анортозитовых, анортозито-мангеритовых и анортозито-рапакивигранитных ассоциаций к той или иной типовой серии магматических горных пород.

Анализ имеющихся материалов показал [Биркис, 1980], что в петрохимическом отношении имеется определенное сходство между анортозитовыми и гранитоидными сериями соответственно в собственно-анортозитовых, анортозито-мангеритовых и анортозито-рапакивигранитных ассоциациях, а также между анортозито-мангеритовыми и анортозито-рапакивигранитными ассоциациями в целом. Все они сходны, но не тождественны и различаются по ряду петрохимических параметров и соотношений, прежде всего по таким характеристикам, как железистость, калиевость и глиноземистость.

Общеизвестно деление серий магматических пород на три типа: известково-щелочные, толеитовые и щелочные. Нами установлено, что ассоциации анортозитов—мангеритов и анортозитов—рапакиви не укладываются полностью ни в одну из типовых магматических серий, напротив, породы анортозито-гранитоидных ассоциаций характеризуются смешением ряда петрохимических и петрологических черт, присущих породам как известково-щелочных, так и толеитовых и, в меньшей мере, щелочных серий.

Все породы анортозито-гранитоидных ассоциаций, как и типичные известково-щелочные серии, характеризуются высокой глиноземистостью, а базитовые породы насыщены (или слабо недосыщены и пересы-

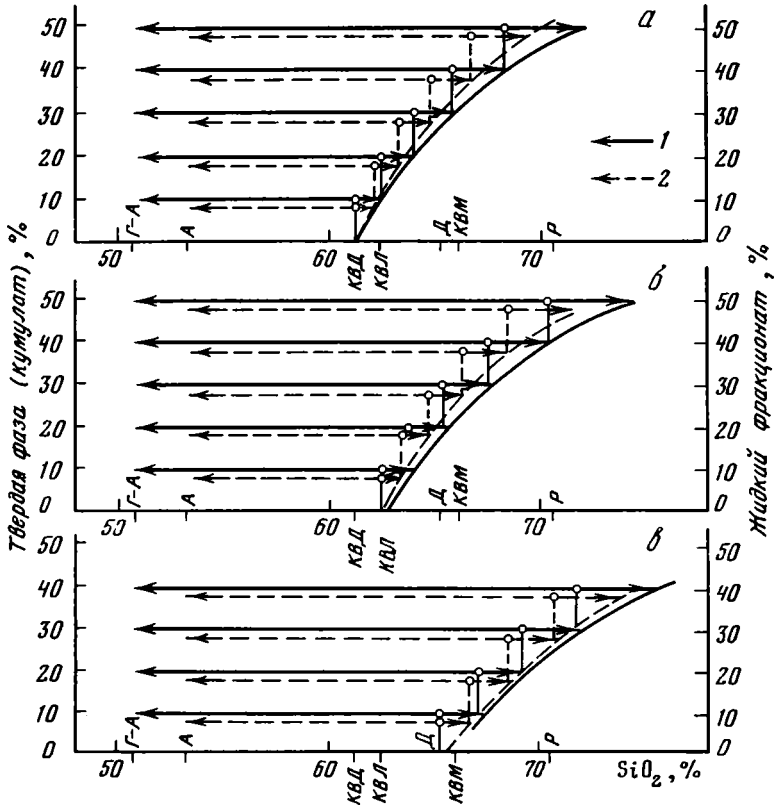


Рис. 15. Диаграммы теоретически рассчитанного изменения кислотности жидкого фракционата в зависимости от объема отделившейся твердой фазы (кумулята)

Исходные расплавы: *а* — кварцево-диоритового состава по А. А. Беусу [1972]; *б* — кварцево-латитового (кварцево-трахиандезитового) состава по А. Дели; *в* — дацитового состава по А. А. Беусу [1972] Твердая фаза (кумулят) габбро-анортозитового (*1*) и анортозитового (*2*) составов

Средние составы: *Г — А* — габбро-анортозит, *А* — анортозит, *КВД* — кварцевый диорит, *КВЛ* — кварцевый латит, *Д* — дацит, *КВМ* — кварцевый монцонит, *Р* — рапакини

щены) кремнеземом. Все породы этих ассоциаций отличаются пониженными содержаниями магния и повышенной концентрацией железа сравнительно с известково-щелочными сериями и резко выраженной обогащенностью железом пород гранитоидных серий относительно предшествовавших им анортозитовых серий. Внутри каждой серии все более поздние дифференциаты и особенно остаточные расплавы всегда значительно обогащены железом, как это обычно наблюдается в толеитовых сериях. Наконец, в породах изученных ассоциаций установлены повышенные концентрации щелочей, и особенно калия (на всем диапазоне содержаний кремнезема в породах ассоциаций), сравнительно с эталонными известково-щелочными сериями. Выявлено также возрастание калиевости пород от ранних дифференциатов к более поздним и соответственно этому повышение доли ортоклаза в полевошпатовой части пород и доли биотита в составе фемических силикатов, как это свойственно щелочным сериям.

Все это определяет целесообразность выделения анортозито-гранитоидных ассоциаций (наряду с известково-щелочной, толеитовой и щелочной сериями) в качестве самостоятельного магматического типа. Смеше-

ние в этих ассоциациях важнейших петрохимических черт, присущих различным типовым магматическим сериям, может быть объяснено их становлением в специфических тектонических условиях, отвечающих особому этапу развития земной коры, а именно этапу стабилизации и кратонизации древних платформ. Соответственно этому систематика типовых магматических серий и ассоциаций может быть представлена в следующем виде:

1) известково-щелочные серии отвечают орогенному этапу развития земной коры (протогеосинклинальному и геосинклинальному), проявлены в подвижных поясах и зонах;

2) анортозито-гранитоидные серии соответствуют этапу стабилизации и кратонизации древних платформ, проявлены в тектонически активных поясах и зонах докембрийских платформ;

3) толеитовые и 4) щелочные серии отвечают собственно платформенному этапу развития, проявлены в поясах и зонах типичной «классической» тектоно-магматической активизации платформ в рифее — фанерозое.

Анортозито-рапакивигранитные плутоны образуют гигантский пояс интрузивов, приуроченный к современной западной окраине Восточно-Европейской платформы, плутоны пояса подчинены глубинным разломам и тектонически активным зонам на этой платформе [Богатиков, Биркис 1974; и др.]. Анортозитовые и анортозито-мангеритовые плутоны Северо-Американской платформы также локализованы в виде гигантского пояса, подчиненного восточной окраине этой платформы [Herz, 1969; Emslie, 1978a; и др.]. Анортозито-рапакивигранитные плутоны расположены преимущественно внутри нижнепротерозойских складчатых областей или вне их, поблизости от границ. Так, внутри Свекофеннской области Балтийского щита находятся плутоны Выборгский, Аландский, Вехмаа, Лайтила, Рагунда, а вблизи ее границ — Рижский, Салминский, Улялегский. На Украинском кристаллическом щите Коростеньский и Корсунь-Новомиргородский плутоны также расположены в пределах складчатой области раннепротерозойского возраста. Все плутоны формировались в условиях полного отсутствия тектонического сжатия и вне зависимости от тектонической зональности указанных нижнепротерозойских складчатых областей.

Д. А. Великославинский [Анортозит-рапакивигранитная формация..., 1978] считает, что пояс анортозито-рапакивигранитных плутонов не имеет видимой связи с древними структурами, однако он сопряжен с краем платформы и хорошо коррелируется с депрессиями, выполненными рифейскими отложениями. В конце раннего протерозоя, почти одновременно со стабилизацией платформы, произошло заложение подвижных поясов, расположенных к западу от нее и типично развивавшихся позднее, в рифее — фанерозое. Это нашло свое отражение на только что стабилизированной платформе, где в ее краевой части возникали разломы и очаги анортозито-рапакивигранитного магматизма. Но такая модель не единственно возможная, тем более что каледонский пояс Норвегии и палеозойские складчатые зоны Западной Европы закладывались значительно позднее. Как будет показано ниже, становление поясов плутонического анортозито-рапакивигранитного магматизма могло быть реализовано в модели сводового поднятия, рассеченного рифтоподобными зонами, т. е. в условиях древних тектонически активных зон и поясов на докембрийских платформах в этап их стабилизации [Биркис, 1980].

Поясовидное (в глобальном масштабе) расположение анортозито-рапакивигранитных плутонов, их обилие в пределах пояса и нередко гигантские размеры, пространственная связь с рифтоподобными и грабен-

синклинальными структурами, выполненными мощными осадочно-вулканогенными толщами, подчиненность и связь как плутонов, так и сопровождающих их депрессий с трансплатформенными глубинными разломами — все это свидетельствует в пользу определенной связи и зависимости становления плутонов от процессов, сходных с орогеническими. Представляется, что анортозитовые и анортозито-гранитоидные пояса Евразийского, Северо-Американского и Африканского континентов должны рассматриваться как древние магматические дуги, которые подчинены древним тектонически активным зонам и поясам на окраинах докембрийских платформ. Зарождение и развитие таких древних тектонически активных поясов являлись характернейшей особенностью этапа стабилизации и кратонизации древних платформ и во многом отличались от развития «классических» зон тектоно-магматической активизации, свойственных уже собственно платформенному этапу развития кратонов в рифее—фанерозое. Точно так же анорогенный плутонический анортозито-рапакивигранитный магматизм во многом отличался от истинно анорогенного магматизма, связанного с типичными зонами активизации, рифтовыми зонами и экструзиями платобазальтов и присущего собственно платформенному этапу развития древних платформ.

Возникновение и развитие древних тектонически активных зон и поясов, скорее всего, были связаны с заложением или активизацией трансплатформенного глубинного разлома и сопровождались развитием интенсивно прогибавшихся рифтоподобных структур, где накапливались мощные осадочно-вулканогенные толщи хогландия, субиотния, а позднее иотния и овруча. Эти отрицательные структуры субплатформенной земной коры, по-видимому, совпадали со своего рода «тектоническими узлами», которые были подчинены трансплатформенному разлому и представляли собой сложную систему глубинных разломов более высокого порядка, оперявших и пересекавших трансплатформенный разлом.

Древние тектонически активные пояса пространственно совпадали с гигантскими дугами анортозито-гранитоидного плутонического магматизма, а возникновение и развитие тех и других были взаимообусловленными. В пределах таких активных поясов именно «тектонические узлы» с их системами пересекающихся разломов и с подчиненными им рифтоподобными депрессиями большой амплитуды прогибания явились местами, благоприятными для проявления анортозито-рапакивигранитного магматизма в его плутонической (резко преобладает) и эффузивной (резко подчинена) формах. Система пересекающихся разломов в «тектонических узлах» послужила благоприятным фактором для зарождения исходных для анортозито-рапакивигранитных плутонов магм на больших глубинах (низы земной коры — верхняя мантия), о чем свидетельствуют низкие изотопные стронциевые отношения и значительное разуплотнение колонки земной коры под плутонами, вплоть до ее подошвы. Эти системы разломов позднее облегчили подъем больших масс магматических расплавов на более высокие уровни, где в ряде случаев имелись благоприятные условия для возникновения гигантских магматических камер, например, путем межформационного и внутриформационного отслоения. Достаточно спокойная (в отношении процессов складчатости) тектоническая обстановка, существовавшая здесь длительное время, обеспечила все условия для полной дифференциации магматических расплавов, а затем для последовательного подъема и внедрения анортозитового и гранитного расплавов и становления гигантских плутонов. Лучше всего все эти условия могли быть реализованы в модели сводового поднятия, рассеченного рифтоподобными депрессия-

ми древней тектонически активной зоны, развивавшейся в процессе и после стабилизации и кратонизации древней платформы.

Плутонический анортозито-гранитоидный магматизм повсюду предшествовал внутриконтинентальному рифтогенезу в его типичном проявлении и с его характерными толеитовыми и щелочными ассоциациями. Вместе с тем эпоха этого плутонического магматизма повсюду связана с развитием древних тектонически активных зон на только что стабилизированном и кратонизированном платформенном основании, а анортозито-гранитоидные плутоны всегда интрудировали в близких к анорогенным условиях в устойчивую кору континентального субплатформенного типа. Проявившиеся в пределах анортозито-мангеритового пояса Северной Америки процессы более позднего рифтогенеза обусловили, по Р. Ф. Эмсли [Emslie, 1978a], значительную тектоническую и метаморфическую переработку анортозито-мангеритовых плутонов. Подобного рода тектоно-магматические активизация и рифтогенез в пределах анортозито-рапакивигранитного пояса Восточно-Европейской платформы проявлены не были, и это определило отсутствие какой-либо тектонической и метаморфической переработки анортозито-рапакивигранитных плутонов.

Металлогеническая специализация анортозитовых серий

Для анортозитовых серий характерна ильменитовая, титаномагнетит-ильменитовая и апатит-ильменитовая минерализация. Специфика каждого анортозитового комплекса в этом отношении определяется характером железо-титанового и железо-магниевого распределения в породах, их минералого-петрографическими особенностями, а также некоторыми различиями в условиях становления анортозитовых массивов (табл. 10) [Богатиков, Биркис, 1976]. Наиболее благоприятными в отношении титанового оруденения являются основные породы украинских и Салминского плутонов. В промышленном отношении наиболее перспективны меланократовые дифференциаты анортозитовых серий, особенно рудные разновидности с высокими значениями величины титанистости окиснорудной фазы. В составе последней часто преобладает гемоильменит, близкий к чистому ильмениту, что определяет пригодность руд для любой переработки.

В связи с анортозитами Коростеньского плутона давно известны богатые россыпные месторождения ильменита и месторождения, связанные с корами выветривания базитовых пород. В самое последнее время разведано коренное Стремигордское месторождение титановых руд, генетически связанное с рудными норито-троктолитами и ультрабазитами. Все это позволяет высоко оценивать перспективы анортозитовых серий этапа стабилизации древних платформ как носителей высококачественного ильменитового оруденения.

Почти мономинеральные анортозиты по многим петрохимическим параметрам могут явиться благоприятным источником глиноземного сырья. Огромные площади анортозитовых массивов, преобладание в их составе лейкократовых разновидностей, близповерхностное залегание этих пород — все это благоприятствует оценке анортозитов как перспективного алюминиевого сырья. Анортозиты удовлетворяют многим требованиям, предъявляемым к алюминиевому сырью (содержание Al_2O_3 превышает 25 вес.%, $Fe_{общ}$ обычно меньше 2 вес. %, содержание SiO_2 меньше 55 вес.%). Отрицательным моментом является низкое содержание щелочей (3,5—5 вес.%), при этом анортозиты особенно бедны калием. Однако эти породы содержат 9—12 вес.% CaO, так что потребуется

Таблица 10

Средние содержания TiO_2 (в вес.%) в породах анортозитовой серии

Плутоны, комплексы	Анортозиты	Габбро-анортозиты	Габбро-нориты	Ультрабазиты
Рижский	0,22 (0,28)	0,43 (0,27)	2,55 (0,42)	1,33 (0,17)
Коростеньский	0,27 (0,47)	1,22 (0,52)	2,31 (0,61)	8,06 (0,56)
Салминский	0,50 (0,49)	2,24 (0,52)	3,97 (0,67)	—
Корсунь-Новомиргородский	0,67 (0,50)	1,27 (0,54)	4,37 (0,77)	7,62 (0,87)
Анортозитовые комплексы этапа стабилизации	0,30 (0,40)	0,95 (0,38)	3,40 (0,67)	6,65 (0,53)
Анортозитовые комплексы ранних этапов развития земной коры	0,20 (0,25)	0,34 (0,23)	1,17 (0,41)	0,25 (0,12)

Примечание. В скобках даны значения титанистости окиснорудной фазы.

Таблица 11

Петрохимические характеристики анортозитов как глиноземистого сырья

Комплексы, породы	Al_2O_3, %	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{(K_2O+Na_2O)}{Al_2O_3}$	$\frac{2CaO}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{(K_2O+Na_2O)}$
Анортозитовые комплексы этапа стабилизации	26,03	0,49	0,19	0,76	0,125
Анортозитовые комплексы ранних этапов развития земной коры	27,26	0,525	0,15	0,81	0,11
Уртиты Восточной Сибири [Андреев, Шаракшинов, 1975]	24—28	0,64	0,50	0,30	0,25—0,32
Нефелиновые сиениты Восточной Сибири [Архангельская, Гинзбург, 1975]	21—22	0,39	0,70	0,20	—

меньшая добавка известняка в шихту (табл. 11). Таким образом, важные для оценки алюминиевого сырья стандартные петрохимические характеристики анортозитов в общем более благоприятные, чем аналогичные характеристики нефелиновых пород, за исключением показателей, связанных с щелочами [Богатиков, Биркис, 1978].

Литература

Андреев Г. В., Шаракшинов А. О. Закономерности размещения и перспективы освоения месторождений нефелинового сырья.— В кн.: Проблемы нефелинового сырья. М.: Наука, 1975, с. 58—61.

Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы/Д. А. Великославинский, А. П. Биркис, О. А. Богатиков и др. Л.: Наука, 1978. 296 с.

Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. 120 с.

Архангельская А. А., Гинзбург А. И. Перспективы выявления нового типа глиноземного сырья, связанного со щелочными породами в районах, прилегающих к Байкало-Амурской железнодорожной магистрали.— В кн.: Проблемы нефелинового сырья. М.: Наука, 1975, с. 75—82.

Афанасьев Г. Д. Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 6, с. 12—22.

Биркис А. П. Салдусский анортозитовый массив Западной Латвии.— Изв. АН ЛатвССР, 1966, № 8 (229), с. 46—54.
Биркис А. П. Метаморфические и магматические комплексы кристаллического фундамента Латвии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Таллин: Ин-т геологии АН ЭССР, 1971. 28 с.
Биркис А. П. Анортозит-гранитная формация Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. .. д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1980. 55 с.
Биркис А. П., Богатиков О. А. О базитовом магматизме катазоны на примере Западной Латвии.— В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности БССР и смежных районов. Минск: Наука и техника, 1971, с. 178 -212.
Биркис А. П., Богатиков О. А., Богданова С. В. и др. Анортозиты докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976, т. 2, с. 83—95.
Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 240 с.
Богатиков О. А. Анортозиты СССР (ассоциации и типы, петрография, минералогия): Автореф. дис. .. д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1974. 70 с.
Богатиков О. А., Биркис А. П. Габбро-норит-анортозитовый комплекс Западной Латвии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 8, с. 23—34.
Богатиков О. А., Биркис А. П. Магматизм докембрия Западной Латвии. М.: Наука, 1973. 138 с.
Богатиков О. А., Биркис А. П. Анортозитовые провинции СССР и их минералого-петрохимические особенности.— В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 5—20.
Богатиков О. А., Биркис А. П. Железо и титан в габбро-норит-анортозитовых комплексах Украины и Западной Латвии.— В кн.: Геохимия рудообразующих элементов в основных и ультраосновных породах. М.: Наука, 1976, с. 54—80.
Богатиков О. А., Биркис А. П. Анортозиты — перспективное сырье на алюминий. - В кн.: Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978, с. 137—142.
Богатиков О. А., Бродская С. Ю., Печерский Д. М., Шаронова З. В. Особенности железо-титановой минерализации в габбро-норито-анортозитовых комплексах.— В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975, с. 72—84.
Бухарев В. П. Структурно-петрологические особенности и некоторые вопросы металлогении юго-западной части Коростеньского плутона: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев: ИФМ АН УССР, 1969а, 41 с.
Бухарев В. П. Ультрабазиты Коростеньского плутона.— Геол. журн., 1969б, т. 39, вып. 6, с. 126—132.
Бухарев В. П. О контактовых взаимоотношениях пород Коростеньского плутона с рамой.— Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 5, с. 82—86.
Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакиви.— Л.: Изд-во АН СССР, 1953. 143 с. (Тр. ЛАГЕД АН СССР; Вып. 3).
Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. М.; Л.: Наука, 1972. 189 с.
Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 2, с. 555—571.
Дагелайская И. Н., Мошкин В. Н. Анортозиты Алдано-Станового и Украинского щитов и их формационная принадлежность.— Сов. геология, 1971, № 5, с. 140—142.
Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы. Т. 1—5. М.: Мир, 1965—1966.
Кононов Ю. В. Габров масиви Украиньского щита. Київ: Наук. думка, 1966. 99 с.
Кудинова Л. А. Окисные железо-титановые минералы габбро-анортозитовой формации Коростеньского плутона: Автореф. дис. ... канд. геол-минерал. наук. Киев: Ин-т геологии АН УССР, 1976. 31 с.
Лебедев П. И. Проблема изучения основной магмы.— Проблемы сов. геологии, 1936, т. 6, вып. 1, с. 35—47.
Лебедев А. П., Богатиков О. А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточный Саян). М.: Изд-во АН СССР, 1963. 152 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 97).
Левковский Р. З., Личак И. Л. Граниты рапакиви Европейской части СССР, их минерагения и генезис.— В кн.: Геология, петрология металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1974, т. 2, с. 76—83.
Ленников А. М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М.: Недра, 1968. 158 с.
Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Габбро-анортозитовый комплекс Украинского кристаллического массива.— В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 48—56.
Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1948. 80 с.
Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона.— Учен. зап. Львов. ун-та. Сер. геол., 1947, т. 6, вып. 5. 39 с.

Шарков Е. В. Массивы габбро-анортозитов — гранитов рапакиви как вероятные магматические очаги древних риолитовых плато.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973, с. 217—218.
Шарков Е. В. Исходные расплавы габбро-анортозитовых комплексов докембрия Балтийского щита.— В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974, с. 241—246.
Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия (на примере докембрия Северо-Запада СССР и Восточной Сибири).— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 47—64.
Atlas L. The polymorphism of $MgSiO_3$ and solid state equilibria in the system $MgSiO_3$—$CaMgSi_2O_6$.— J. Geol., 1952, vol. 60, p. 125.
Bown M. G., Gay P. The reciprocal lattice geometry of the plagioclase feldspars structures.— Kristalogr., 1958, vol. 3, N 1, p. 65—71.
Emslie R. F. The Michikaman anorthositic intrusion, Labrador.— Canad. J. Earth Sci., 1965, vol. 2, N 4, p. 385—399.
Emslie R. F. Crystallization and differentiation of the Michikaman intrusion.— Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18, p. 163—175.
Emslie R. F. Some chemical characteristics of anorthositic suites and their significance.— Canad. J. Earth Sci., 1973, vol. 10, N 1, p. 54—71.
Emslie R. F. Anothosite massif, rapakivi granites and late Proterozoic rifting of North America.— Precambrian Res., 1978a, vol. 7, N 1, p. 61—98.
Emslie R. F. Elsonlan magmatism in Labrador: age, characteristic and tectonic setting.— Canad. J. Earth Sci., 1978b, vol. 15, N 3, p. 438—453.
Heath S. A. Sr^{87}/Sr^{86} ration anorthosites and some associated rocks, in variation in isotopic abundances of Sr, Ca, Ar and related topics.— In: Mass. Inst. Technol., 14th Ann. Progr. Rep., Boston, 1966, p. 151—155.
Heath S. A., Fairbairn H. N. $^{87}Sr/Sr^{86}$ ration in anorthosites and some associated rocks.— Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18, p. 99—110.
Herz N. Anorthosite belts, continental drift and the anorthosite event.— Science, 1969, vol. 164, N 3882, p. 944—947.
Hess H. H. Stillwater igneous complex, Montana.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1960, N 80, p. 230.
Lauren L. An interpretation of the negative gravity anomalies associated with the rapakivi granites and the Jothian sandstones in southern Finland.— Geol. fören. Stockholm förhandl., 1970, bd 92, s. 21—34.
Megaw H. D. Order and disorder. III. The structure of the intermediate plagioclase feldspars.— Proc. Roy. Soc. London A, 1960, vol. 259, p. 184.
Poldervaart A., Geiky A. On cloudet plagioclase.— Amer. Miner., 1954, N 39, p. 43—49.
Savolahti A. The Ahvenisto massif in Finland. The age of surrounding gabbro-anorthosite complex and the crystallization of rapakivi.— Bull. Commis. geol. Finl., 1956, N 174, p. 96.

Часть третья

АНОРТОЗИТЫ ЛУНЫ

УДК 553.11

О. А. БОГАТИКОВ, Д. И. ФРИХ-ХАР

ОБ ОБРАЗОВАНИИ АНОРТОЗИТОВ ЛУНЫ

По современным представлениям, анортозиты и близкие к ним плагиоклазсодержащие кристаллические породы — анортозитовые габбро-троктолиты, нориты — преимущественно слагают лунные материки. Эта точка зрения основывается прежде всего на широкой распространенности анортозитов в месте посадки космического корабля «Аполлон-16». Здесь анортозиты, по наблюдениям космонавтов, составляли бóльшую часть грунта и, за исключением разбитых и метаморфизованных, а также стекловатых фрагментов, слагаются зернистыми породами, напоминающими земные, с так называемыми кумулятивными структурами. Анортитсодержащие породы широко представлены и в пробе, доставленной с другой материковой точки советской автоматической станцией «Луна-20». Самый же крупный образец анортозита, весом 270 кг, привезен из экспедиции «Аполлоном-15» (обр. 15415).

Минералогически породы лунных материков содержат преимущественно плагиоклаз (An_{80-97}), низкокальциевый пироксен с содержанием энстатитовой компоненты 45% и более, магнезиальный оливин, подчиненные количества магнезиального авгита и, в порядке уменьшения в грунте, в малых количествах железо-титанистые окислы, минералы кремния, магнезиальные шпинели, богатые железом шпинели, включая хромит, фосфаты, троилит и металлы.

Орбитальные измерения позволяют оценить содержание Al_2O_3 в материковой коре в 25—28%, что отвечает нориту-анортозиту, при этом отмечается латеральная неоднородность в составе поверхности коры. Данные о вертикальной химической и минералогической неоднородностях коры менее надежны. Такая неоднородность как будто бы подтверждается наблюдениями боковых стенок крупных отрицательных структур и данными геофизики.

Литологически главную массу фрагментов, отобранных на поверхности лунных материков, составляют брекчии и стекла, большинство из которых имеет состав, отвечающий составу главных типов магматических пород, выявленных при изучении крупных кристаллических обломков. Среди этих последних по сборам космических кораблей «Аполлон» можно выделить следующие разности [James, 1979].

1. Плутонические железистые анортозиты. Большинство из них представлено неперекристаллизованными катакластическими породами. Размер кристаллов до катаклаза, по-видимому, достигал 1 см в поперечнике, кристаллы образовывали грубозернистую мозаичную структуру.

2. Плутонические нориты. Структуры этих пород отвечают структурам земных изверженных пород. Размер кристаллов до 6 мм.

3. Плутонические троктолиты, дунит, шпинелевый троктолит. Троктолит, дунит представлены зернистыми (поперечник зерен до 1 см) по-

родами со структурами, интерпретируемыми как кумулятивные. Большинство шпинельсодержащих пород имеет гранулитовые структуры.

4. *KREEP*-базальты. Структура и состав этих пород свидетельствуют об их эндогенном происхождении и быстрой кристаллизации. Химизм некоторых типов пород лунных материков приведен в таблице.

В сборах автоматической станции «Луна-20» выделяются, по сути, те же породы. Здесь собственно анортозиты встречаются редко, а основная группа включает породы троктолито-норитового состава. При этом среди обломков анортозитов преобладают катаклазированные и перекристаллизованные разности; троктолито-нориты также характеризуются структурами метаморфической твердофазной кристаллизации. Подобные же структуры устанавливаются и для имеющих подчиненное значение оливиновых габбро-норитов.

Возрастные данные свидетельствуют о древнем возрасте анортозитов и сопутствующих им пород. Непосредственные определения возраста сделаны на образцах, обогащенных магнием,— дуните (обр. 72415) и полевошпатовом троктолите (обр. 76535). Д. Папанастасиу и Г. Вассербург [Papanastassiou, Wasserburg, 1972] систематизировали Rb-Sr возраст образцов, доставленных автоматической станцией «Луна-20» и космическим кораблем «Аполлон-16». По их данным, верхний предел возраста кристаллических пород лунной континентальной коры находится в пределах 4,4—4,48 млрд. лет.

Были проведены минералогические и геохимические исследования кристаллических пород лунных материков. Особое внимание было уделено плагиоклазу, пироксену и оливину. Установлено, что по соотношению $mg = Mg/(Mg+Fe)$ в оливинах и низкокальциевых пироксенах и анортитовой молекулы (An) в сосуществующих плагиоклазах все породы разделяются на две группы, не имеющие переходных разностей (рис. 1). В группе пород, обогащенных магнием, уменьшение mg в мафических минералах сопровождается уменьшением содержания An в плагиоклазах (98—86 мол.%), что характерно при последовательной кристаллизации минералов из магматического вещества. В группе железистых анортозитов состав плагиоклаза практически не меняется (98—95 мол.%), а mg изменяется почти на 25 мол.%, хотя в большинстве анортозитов изменение mg составляет лишь несколько мольных процентов. Более того, если даже mg мафических минералов в анортозитах имеет меньшую величину, чем это наблюдается при том же составе плагиоклаза в породах, обогащенных магнием, то и тогда низкое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ свидетельствует о малой дифференцированности анортозитов и о том, что они образовывались лишь в течение нескольких миллионов лет в отличие от других ассоциирующих пород.

Исследовалось и распределение редких земель [McKay et al., 1979]. Оно свидетельствует о том, что породы, различающиеся по минералогическому составу, образовались тем не менее из магматического вещества с одним и тем же характером соотношения редкоземельных элементов — обогащением легкими редкими землями и небольшой положительной европиевой аномалией. Степень фракционирования редких земель в этом исходном магматическом веществе, устанавливаемая по их распределению в минералах, слишком велика, чтобы ее можно было объяснить на основе предположения об одноэтапной кристаллизации изначально хондритовой магмы (то, что этот этап не завершился, фиксируется по наличию кумулятивных оливинов в дифференциатах).

Изучено отношение Sm/Ti в валовых пробах [Longhi, Bondrean, 1979]. Установлено, что многие из пород, обогащенных магнием (например, троктолит — обр. 76535), характеризуются резким обеднением Ti,

Химический состав материковых пород Луны

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2, %	44,3	39,9	42,9	50,83	—
TiO_2	0,02	0,03	0,05	2,23	2,17
Al_2O_3	35,2	1,5	20,7	14,77	14,9
Cr_2O_3	0,03	0,3	0,1	0,35	—
FeO	0,5	11,3	5	10,55	9,2
MnO	0,02	0,1	0,07	0,16	—
MgO	0,2	43,6	19,1	8,17	7,4
CaO	19,2	1,1	11,4	9,71	7,1
Na_2O	0,5	<0,02	0,2	0,73	0,85
K_2O	0,03	—	0,03	0,67	0,73
P_2O_5	0,003	0,04	0,03	0,7	—
S	—	0,01	—	—	—
Li, г/т	—	4,9	3	27,2	—
Rb	<0,1	0,066	0,24	18,5	16,1
Sr	—	2,24	114	187	195
Ba	—	3,27	32,7	837	793
La	0,28	0,05	1,51	83,5	79,5
Ce	0,65	0,07	3,81	211	212
Nd	0,42	0,07	2,3	131	127
Sm	0,072	0,022	0,61	37,52	35,2
Eu	1,04	0,016	0,73	2,72	2,77
Gd	—	0,03	0,73	45,4	42,9
Dy	0,19	0,035	0,6	46,3	45,7
Er	0,05	0,04	0,53	27,3	28,1
Yb	0,048	0,045	0,56	24,4	24
Lu	0,006	0,008	0,079	—	3,43
Zr	—	3	24	970	—
Hf	0,02	0,015	0,52	—	—
Th	—	—	0,16	10	—
U	—	<0,005	0,056	0,061	3,72
Co	—	—	—	23	—
Ni	0,3	149	44	12,5	18
Zn	0,17	2,1	2,1	3,5	2,6
Ir, мг/т	0,0057	0,0052	0,0054	0,22	0,0132
Re	0,0016	0,0048	0,0012	—	0,0089
Au	0,0074	0,255	0,0025	—	0,0033
Sb	0,035	0,47	0,014	—	0,17
Ge	2,3	29,8	1,7	61	47,2
Se	21,7	4,9	4,1	—	72
Te	65	<0,36	0,28	—	1
Ag	0,22	0,25	0,12	—	0,44
Bi	3,58	0,41	0,037	—	0,29
Cd	7,25	0,37	0,6	10	86,6
Tl	26	0,049	0,12	—	3,2

Примечание. 1—анортозит (обр. 60 025); 2—дунит (обр. 72 415); 3—троктолит (обр. 76 535); 4,5—*KREEP*-базальт (4—обр. 15 386, 5—обр. 15 382).

в то же время нет наблюдений о накоплении кумулятивного ильменита или другой богатой титаном фазы. По распределению отношения Sm/Ti в породах намечаются две подгруппы среди пород, обогащенных магнием: одна подгруппа — с сильным обогащением самария по отношению к титану, другая — с отношением Sm/Ti, близким к хондритовому.

Исследовалось и содержание малых элементов в материковых плагиоклазах и сосуществующих мафических минералах [Hansen et al., 1979]. Отмечается, что распределение магния в анортозитах аналогично распределению магния между плагиоклазом и расплавом в системе, отвечающей по составу низкотитанистым базальтам, и в синтетической системе плагиоклаз — расплав.

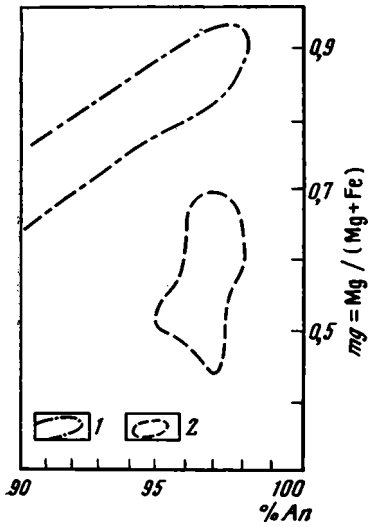


Рис. 1. Дискретность составов пород лунных материков [Longhi, 1979]

1 — породы, обогащенные магнием;
2 — железистые анортозиты

Все эти данные свидетельствуют, скорее всего, о незначительном перемещении кристаллических фаз относительно субстрата. В то же время высокая кальциевость, наличие положительных европиевых аномалий, однородность кристаллов свидетельствуют о кристаллизации анортозитов из высокотемпературной медленно остывающей магмы. Так как анортозиты приурочены к самым поверхностным слоям Луны, было высказано предположение о существовании на ранних этапах эволюции Луны магматического океана, в котором и происходили рост и флотация плагиоклаза (образование океана связывается с энергией, выделившейся при аккреции частиц). При этом для обнаруживаемых в анортозитах темноцветных, обогащенных магнием минералов указывается несколько возможных путей образования: они могут являться включениями в плагиоклазе, быть поднятыми всплывающими кристаллами плагиоклаза или закристаллизоваться из захваченного в интерстициях расплава. Таким образом, согласно этой гипотезе анортозиты и обогащенные магнием кристаллические породы рассматриваются как комплементарные образования, сформировавшиеся из одной магмы в результате процессов кристаллизационной дифференциации.

Некоторые факты, однако, как будто вступают в противоречие с этими предположениями. Один из них — наличие разрыва между двумя группами пород на графике соотношения $mg = Mg/(Mg+Fe)$ пироксенов и оливинов с содержанием $An = Ca/(Ca+Na+K)$ в сосуществующих плагиоклазах.

Указывается также, что постоянство Rb/Sr отношений, один и тот же характер распределения редких земель в различных кристаллических породах материковой коры труднообъяснимы с позиций представлений о длительной ($\sim$200 млн. лет) дифференциации «океана магмы» путем последовательной кристаллизации.

С учетом этих данных и соображений были предложены новые модификации гипотезы о магматическом океане. В частности, И. Лонхи [Longhi, 1979] описывает модель «Рокберг». Эта модель предусматривает существование первоначального магматического океана, охлаждение поверхностных слоев которого вызывало понижение их температуры и кристаллизацию. Пироксен и оливин при этом должны были тонуть, а плагиоклаз, удельный вес которого близок к удельному весу фракционирующего расплава, оставался плавать и агрегировался с образованием анортозитовых кристаллических массивов «Рокбергов». Когда верхние слои океана остыли и раскристаллизовались настолько, что стали насыщены плагиоклазом, отдельные «Рокберги» соединились в сплошную тонкую кору. Начинается ускоренный рост коры вниз, на глубину, путем присоединения менее отфракционированного и, следовательно, более богатого магнием материала.

Были предложены также модели образования материковой лунной коры, предполагающие различные исходные магмы для анортозитовой

и «мафической» серий коры. О. В. Джеймс [James, 1979] считает, что наличие в лунных породах мафической серии так называемых кумулятивных в отношении плагиоклаза структур сближает эти породы с породами земных расслоенных плутонов. Однако эти породы, по его мнению, не являются комплементарными собственно анортозитам, а образовались несколько позднее, при кристаллизации внедрившейся под анортозитовый слой магмы. Некомплементарностью обеих серий объясняются и различия в составах и трендах слагающих их минералов.

Новые перспективы при разработке вопроса о генезисе лунных материковых пород выявляются при их сравнительном анализе с земными анортозитовыми породами, который позволяет привлечь к обсуждению собственно геологические данные, практически отсутствующие для лунных пород. При этом существенными особенностями лунных материковых пород, объяснение которых возможно на основе сопоставления с земными аналогами, являются широкая распространенность, выдержанный и основной состав плагиоклаза, обилие стекловатых пород.

Известно, что на Земле основными носителями плагиоклазовых пород являются стратиформные дифференцированные базитовые интрузии и автономные докембрийские комплексы с анортозитами. Сравнение лунных анортозитов с земными [Богатиков, 1979] показывает, что по ряду признаков (широкая распространенность, древний возраст, петрографический состав, изотопный состав кислорода в плагиоклазах) лунные материковые породы близки к земным анортозитам автономных докембрийских комплексов. В то же время химизм, некоторые типы структур (кумулятивная, в частности), парагенетические ассоциации пород сближают лунные анортозиты с земными стратиформными массивами. На основании прямых геологических и петрографических наблюдений формирование обоих типов земных анортозитовых пород большинством исследователей связывается с внутрикамерной и внутриочаговой дифференциацией магм различного состава. Однако лунные анортозиты отличаются от обоих типов земных плагиоклазовых пород более основным и устойчивым составом плагиоклаза. Этот феномен требует поэтому объяснения в первую очередь. Гипотезы образования лунных анортозитов должны не просто исходить из возможности дифференциации значительных объемов магм, но и учитывать те особые условия, при которых образуются высококальциевые плагиоклазы.

Здесь мы также можем обратиться к земному геологическому опыту. Имеются данные [Свешникова и др., 1980; см. статью О. Н. Волынца и др. в наст. сб.], что минералогически лунные анортозиты наиболее близки к оливин-анортитовым включениям в продуктах вулканической деятельности. Здесь мы приведем лишь некоторые данные об этих включениях.

Анортитсодержащие включения, как известно [Волынец и др., 1978], встречаются преимущественно среди пирокластических отложений базальтового, андезитового и дацитового состава. Они ассоциируют, как правило, с отдельными кристаллами-лапиллями и со сростками кристаллов анортита. В лавах вулканов также встречаются кристаллы анортита. Отмечается, что анортитсодержащие включения ассоциируют с включениями оливиновых и двупироксеновых габбро, диоритов, гранофировых и микропегматитовых гранодиоритов и гранитов. При этом наблюдается направленное изменение составов включений, синхронное с изменением составов вмещающих пород: анортиты, троктолиты — в базальтах и андезито-базальтах; анортиты, троктолиты, габбро и габбро-нориты — в андезитах и дацитах. Форма включений — от обломочной или глыбовой до уплощенной или округлой. Характерны структуры включе-

ний — от пегматоидных и друзовых в центральных частях включений до мелкозернистых и роговиковых в контактовых оторочках; отмечаются полосчатые разности и включения с радиально-центрическим расположением слагающих их минералов. Минералогический состав включений: анортит, оливин, моноклинный пироксен, магнетит, ромбический пироксен, а также вулканическое стекло. Относительное количество минералов и стекла варьирует, но преобладают голокристаллические лейкократовые включения. Химизм их также варьирует, но всегда отличается от состава вмещающих пород, и в частности по содержанию щелочей.

В оливин-анортитовых включениях, так же как и в лунных анортозитах, высокая и постоянная основность плагиоклаза (An_{92-95}) сочетается с независимой вариацией железистости в оливинах и пироксенах. При этом высокая железистость мафических минералов сопровождается низкой окисленностью железа, что свидетельствует о восстановительных условиях минералообразования. В соответствии с этим заключением находятся результаты изучения газовой фазы, обнаруженной во включениях. Здесь определены восстановители H_2, CH_4.

Приведенные данные о включениях привели к представлениям [Волынец и др., 1978] о генетическом родстве их с вмещающими магмами. При этом необходимо соблюдение ряда специфических условий: малощелочной состав магмы, некоторый ее перегрев, высокий термический градиент, наличие восстановительной среды. Добавим также, что при прочих равных условиях, и в том числе при температуре, относительно высококальциевые плагиоклазы должны формироваться при малых давлениях. По мнению авторов, подобные условия в земном вулканическом процессе могут осуществляться в неглубоких магмоподводящих каналах и промежуточных очагах, где идет постоянный подток газов и их соприкосновение с холодными вмещающими стенками. Несомненно, однако, что и эти представления не могут быть целиком использованы при объяснении происхождения лунных анортозитов. Дело в том, что близкие химически и минералогически лунные анортозиты и оливин-анортитовые включения земных вулканов резко различаются по распространенности. В то время как на Луне анортозиты являются главным компонентом материковой коры, на Земле подобные образования составляют лишь небольшой процент некоторых фаций отдельных вулканических построек.

Концепция образования лунных материковых пород, таким образом, должна учитывать, с одной стороны, широкое распространение анортозитов на Луне, их закономерное положение как дифференциатов значительных объемов магмы, а с другой — возможность проявления специфических условий, при которых формируются высококальциевые плагиоклазы.

Информация для суждения о тенденциях и способах дифференциации может быть получена из анализа петрохимических данных по лунным магматическим породам. Изучение химизма материковых пород проводилось нами в сопоставлении с другими ведущими группами лунных пород — морскими базальтами и *KREEP*-базальтами. Методами математической статистики были обсчитаны общая выборка из 571 анализа, составленная из 209 проб материковых пород, 265 проб морских базальтов, 97 проб *KREEP*-базальтов, характеризующих все 9 районов поверхностного опробования, а также эталонные выборки из 47 проб материковых пород, доставленных космическим кораблем «Аполлон-16», 49 проб бедных титаном морских базальтов — «Аполлон-12 и -14», пробы *KREEP*-базальтов — «Аполлон-12, -14, -16». Главные компоненты определены как: $Y_1 = +0{,}6\ FeO + 0{,}2\ TiO_2 + 0{,}1\ MgO - 0{,}7\ Al_2O_3 - 0{,}2\ CaO$ и $Y_2 = +0{,}8\ MgO + 0{,}3\ SiO_2 - 0{,}5\ TiO_2 - 0{,}2\ FeO - 0{,}2\ CaO - 0{,}1\ Al_2O_3$. Кроме

того, анализировались матрицы корреляций компонентов эталонных выборок[1].

На диаграмме (рис. 2) главных компонентов выявляется «континиум» составов всех лунных пород, свидетельствующий, скорее всего, об их относительном родстве. На ней видны большие вариации по Y_1 и немного уступающие им по Y_2.

Материковые породы обнаруживают два отчетливых тренда изменения составов, оба с положительной корреляцией между Y_1 и Y_2. Оба направления исходят из одной области, где сосредоточены фигуративные точки анортозитов ($Y_1 = -32$, $Y_2 = +3$). Одни составы варьируют вдоль линии, пересекающей ось абсцисс под углом 60°, другие, связанные с дифференциацией оливиновой составляющей,— под углом 45°. Второе, более пологое направление заканчивается точкой дунита (обломок в микробрекчии «Аполлона-14») с координатами $Y_1 = -7$, $Y_2 = +39$. Между анортозитом и дунитом расположены анализы троктолитов, особенно многочисленные в материале автоматической станции «Луна-20». Первое, более крутое направление заканчивается полем, объединяющим четыре анализа обломков с «Аполлона-12» и один анализ обломка с «Луны-24», описанных как пироксениты, перидотиты и ультраосновные породы ($Y_1 = +5 - +10$, $Y_2 = +15 - +25$). Отметим, что как первое, так и второе направления изобилуют фигуративными точками нижней, близкой к анортозитам области ($Y_1 = 30 - -15$) и характеризуются лишь единичными точками и большими перерывами в области более мафических пород.

Таким образом, эта диаграмма отражает субанортозитовый состав исходной для материковых пород магмы, а также относительную однородность материковых пород.

В средней части линии, отражающей железистый тренд изменения составов материковых пород, расположено поле *KREEP*-базальтов, перекрывающее и сливающееся по направлению к анортозитам с материковыми породами. Поле *KREEP*-базальтов, в свою очередь, перекрыто площадью распространения фигуративных точек морских базальтов. Оно имеет в целом крестообразную форму. Поле морских базальтов отличается повышенной железистостью, титанистостью и пониженной магнезиальностью.

Для выявления механизма дифференциации важно установить характер и силу связи между компонентами. Для этого используются матрицы корреляций, в которых сила связи отражает степень родства компонентов и последовательность их комплексирования: компоненты с относительно высокой силой связи образуют ассоциации первыми. В указанных матрицах, таким образом, отражен процесс дифференциации.

Подобные матрицы высчитаны для главных типов лунных пород, относительное родство которых определяется наличием «континиума» на диаграмме главных компонентов. Материковые породы, *KREEP*-базальты, морские базальты отличаются по степени кристалличности, поэтому сравнение их матриц позволяет оценить вклад кристаллизации в дифференциацию.

Связи между элементами, устанавливаемые в наиболее кристаллических — материковых породах, отражают, скорее всего, последовательность (этапность) этой стадии, а также, видимо, роль отдельных компонентов в составе дифференциатов. Процессы предкристаллизационной дифференциации магматического вещества находят отражение в связях

[1] Работа проводилась в лаборатории математических методов ИГЕМ АН СССР.

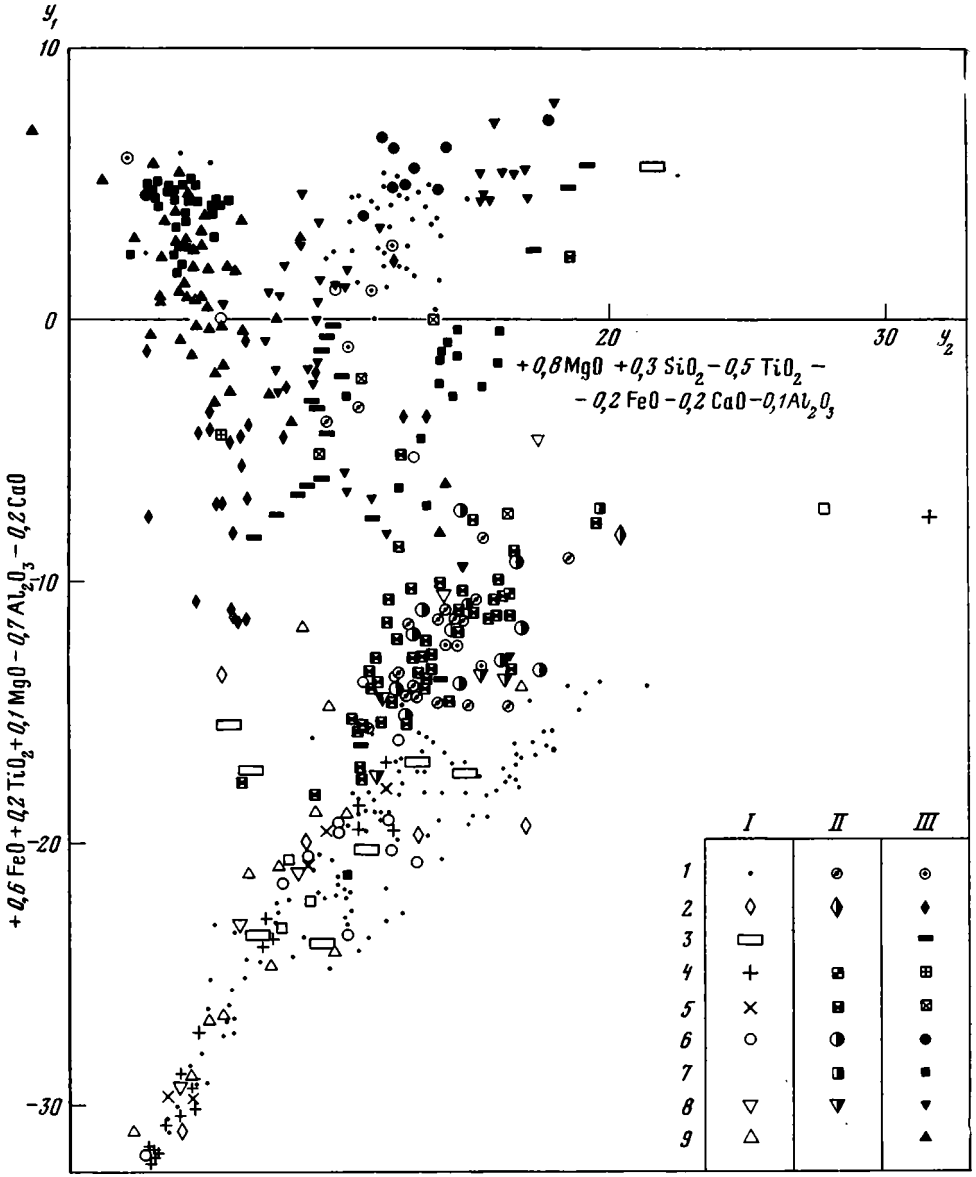


Рис. 2. Химические составы лунных пород на диаграмме главных компонентов, полученных для выборки из 571 пробы по 11 признакам, без деления переменных на среднее

I — материковые породы; *II* — *ККЕЕР*-базальты; *III* — морские базальты

1—9 — образцы, доставленные космическими аппаратами: *1* — «Луна-20», *2* — «Луна-16», *3* — «Луна-24», *4* — «Аполлон-16», *5* — «Аполлон-14», *6* — «Аполлон-15», *7* — «Аполлон-17», *8* — «Аполлон-12», *9* — «Аполлон-11»

между компонентами, устанавливаемых для стекловатых и полустекловатых морских базальтов. Промежуточное положение имеют полукристаллические *KREEP*-базальты, в которых наряду с кристаллизационными отражены и более ранние процессы.

Анализ матриц показывает, что разделение компонентов становится все более дробным в ряду от стекловатых к кристалличным породам. В матрице морских базальтов отражено простейшее разделение салических и мафических компонентов, группировки которых при этом, по-видимому, последовательно усложняются: в салической группе к Al_2O_3 и Na_2O последовательно добавляются CaO, K_2O, а в мафической группе к FeO и MnO присоединяются TiO_2 и MgO. Обратим внимание, что все эти ассоциации не имеют минералогического эквивалента.

Другой уровень дифференциации зафиксирован в матрицах *KREEP*-базальтов. Здесь отражена более глубокая дифференциация компонентов, и в частности группировка с сильной связью CaO и Al_2O_3, отвечающих анортиту. Мы не можем, однако, утверждать, что эта группировка отражает только кристаллическую фазу, поскольку MgO, обычно первой соединяющаяся в кристаллическую фазу (оливин), имеет лишь слабую корреляционную связь с компонентами (SiO_2, FeO), слагающими с ней эту фазу. Подобные отношения, скорее всего, свидетельствуют о том, что кристаллизационные связи не стали для *KREEP*-базальтов ведущими при дифференциации магматического вещества. Можно предположить поэтому, что связь Al_2O_3 и CaO отражает докристаллизационную ассоциацию этих компонентов.

В выборке материковых пород, доставленных космическим кораблем «Аполлон-16», дифференциация компонентов проявлена максимально. Наряду с анортитовой парой Al_2O_3 и CaO выделяется группа мафических компонентов, а также ассоциация SiO_2—Na_2O. Эта последняя, по-видимому, определяет конечные ингредиенты кристаллизационной дифференциации.

В связи со сказанным не исключено, что и в данном случае группировка Al_2O_3 и CaO отражает не только кристаллическую фазу — анортит, но и более раннюю, докристаллизационную стадию дифференциации магматического вещества.

Таким образом, петрохимические данные позволяют предположить, что лунные магмы испытывали разделение компонентов, предшествующее кристаллизации.

Естественно, что площадной характер распространения лунных анортозитов исключает предположение, высказывающееся в отношении земных анортозитовых включений в лавах о кристаллизации их в неглубоких подводящих каналах и промежуточных очагах. В данном случае речь, по-видимому, идет о значительном объеме магмы, распространенном повсеместно (обволакивающем Луну), в котором должны проявляться и резкий температурный градиент, и малые давления, и восстановительный характер среды.

Учитывая слабую гравитацию Луны, трудно ожидать существенного перемещения кристаллических фаз в магме с подобными свойствами. Этому заключению отвечает и широкое проявление среди материковых пород Луны структур метаморфических пород, характерных для роста минералов без перемещения. Подобные структуры обнаруживаются даже в образцах, макроскопически напоминающих кумулятивные образования [Финней и др., 1975]. Как видно на рис. 3, структуры лунных анортозитов, габбро, троктолитов действительно отражают рост кристаллов без перемещения и кумулятивного накопления: кристаллы одного состава — анортиты плотно заполняют все пространство и при

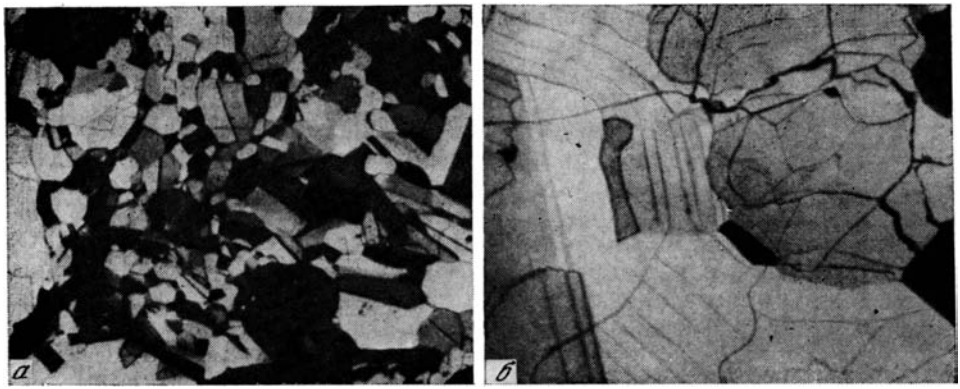


Рис. 3. Структуры материковых пород Луны
а — анортозит; *б* — троктолит

этом их грани не несут следов механического воздействия от трения о другие кристаллы; в габбро-анортозитах плагиоклаз и пироксен, обладающие разной плотностью, образуют тесные срастания и при этом также лишены признаков механической обработки и т. д.

Сказанное позволяет предположить, что субанортозитовый состав минералов мог отвечать исходному составу слоя магмы, существовавшего в докристаллизационный период на их месте. Эффузивный генезис этого слоя маловероятен, поскольку в нем не зафиксирована слоистость, свойственная стратифицированным вулканическим толщам. В то же время относительная однородность слоя свидетельствует о дифференциации его из еще более значительного, чем он, объема магмы. Представление о формировании этого слоя в результате дифференциации «магматического океана» кажется наиболее достоверным. Механизмом разделения океана в этом случае, скорее всего, могла быть ликвация. Последующая кристаллизация отликвированного слоя без существенного перемещения кристаллизующейся фазы и вела к образованию анортозитов и близких к ним пород. При этом не исключено, что россыпь стекловатых обломков пород, наблюдавшихся космонавтами в месте посадки космического корабля «Аполлон-16», так же как и мощные фракции стекловатых фрагментов в реголите с «Луны-20» и «Аполлона-16», представляет собой не продукты вторичной импактной переработки анортозитов, а первичные нераскристаллизованные реликты этого слоя. Это предположение подтверждается хорошей сходимостью с составом анортозитов составов указанных стекловатых частиц, которые в случае образования их из импактных расплавов должны были бы иметь дефицит летучих компонентов. Восстановительный характер среды кристаллизации этого слоя зафиксирован как по минералогическому составу (в частности, вхождением в парагенезис самородного железа), так и по составу газовой фазы, обнаруженной в стеклах [Долгов, Шугурова, 1974].

Проведенный анализ позволяет заключить, таким образом, что петрогенезис лунных материковых пород не мог определяться только процессами кристаллизационного фракционирования. Весьма вероятно в нем проявление докристаллизационной ликвации. Этот процесс, отраженный в стекловатой составляющей материкового вещества, играл, по-видимому, заметную роль при первичной дифференциации лунного магматического «океана».

Литература

Богатиков О. А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.
Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.; Л.: ОНТИ, 1934. 324 с.
Волынец О. Н., Щека С. А., Дубик Ю. М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил.— В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 124—167.
Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. Результаты исследования газов из включений в лунных стеклах.— В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, с. 356—362.
Свешникова Е. В., Богатиков О. А., Фрих-Хар Д. И. и др. Некоторые результаты исследования вещественного состава двух проб реголита из Моря Кризисов.— В кн.: Лунный грунт из Моря Кризисов. М.: Наука, 1980, с. 110—137.
Финней В. К., Уорнер Дж. Л., Симондс К. Х. Типы лунных материковых пород и их отношение к процессам ударного фракционирования.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 54—88.
Hansen E. C., Steel I. M., Smith J. V. Minor elements in plagioclase and mafic minerals from Lunar plagioclase — rich rocks.— In: Workshop on ancient crusts of the terrestrial planets. Houston, 1979, p. 40—42.
James O. B. Petrology of the major rock types of the lunar highlands.— In: The Lunar higlands crust, LPI Contribution 394. Houston, 1979, p. 92—94.
Longhi I. The origin of Lunar anortosites.— In: Workshop on ancient crusts of the terrestrial planets, LPI Contribution 371. Houston, 1979, p. 47—49.
Longhi I. J., Boudreau A. E. Complex igneous processes and the formation of the primitive lunar crustal rocks.— In: Proc. 10th Lunar and Planet Sci. Conf., Pergamon Press, N. Y.— Toronto — Oxford, 1979, p. 2035—2105.
McKay G., Wasman H., Bansal B. M., Shina C.-Y. Petrology chemistry and chronology of Apollo 14 *KREEP*-basalts.— In: Proc. 10th Lunar and Planet. Sci. Conf. Pergamon Press, N. Y.— Toronto — Oxford, 1979, p. 181—206.
Papanastassion D. A., Wasserburg G. S. Rb/Sr sistematics of Luna-20 and Apollo-16 samples.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, vol. 17, N 1, p. 52—63.
Simonds C. H. Sinthesis of Lunar Highlands petrology, geochemistry and geochronology.— In: Workshop on ancient crusts of the terrestrial planets. Houston, 1979, p. 63—69.

УДК 552.321+553.11

О. Н. ВОЛЫНЕЦ, М. Ю. ХОТИН, Ю. М. ДУБИК

ВКЛЮЧЕНИЯ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВ В ВУЛКАНИТАХ ОСТРОВНЫХ ДУГ И СРАВНЕНИЕ ИХ С ПОРОДАМИ МАТЕРИКОВ ЛУНЫ

Данные о существенно анортозитовом (анортозит-норито-троктолитовом) составе коры лунных материков, полученные в результате экспедиций американских космических кораблей «Аполлон» и советских автоматических станций «Луна», вновь пробудили интерес к высказанной ранее гипотезе о наличии и на Земле анортозитового слоя, залегающего ниже «гранитного». С этих позиций представляется, по-видимому, интересным рассмотреть состав включений полнокристаллических пород, выносимых на поверхность при вулканических извержениях, поскольку наличие или отсутствие такого слоя может быть зафиксировано по составу глубинных включений. Анализ литературного материала по включениям в вулканических породах, проведенный рядом авторов [Волохов, 1972; Куно, 1972; Глубинные ксенолиты..., 1975; Федорченко, Родионова, 1975; Включения..., 1978; Щека и др., 1978; и др.], показывает, что плагиоклазсодержащие включения с габбровым парагенезисом минералов практически отсутствуют в кимберлитах, пользуются весьма незначительным распространением в щелочных базальтах стабилизированных областей, более обильны в базальтоидах некоторых подвижных зон и

океанических островов и являются преобладающим типом пород среди включений в известково-щелочных вулканитах островных дуг. Характеристика составов включения в этих вулканитах и является предметом данного сообщения.

На сегодняший день габброидные включения в вулканитах известны практически во всех современных островных дугах, однако изучены они в разных районах далеко не с одинаковой степенью детальности. Наиболее полные данные имеются по Курило-Камчатскому региону [Федорченко, Родионова, 1975; Эрлих, Кутыев, 1975; Включения..., 1978; и др.], Японии [Kuno, 1950, 1967; Isshiki, 1958; 1963; Ishibashi, 1970; Aoki, 1970; Aoki, Kuno, 1973; и др.] и в несколько меньшей мере по Малым Антильским островам [Lacroix, 1904, 1949; Wager, 1962; Lewis, 1973a, b; и др.]. Поэтому данные по указанным районам и будут составлять основу настоящей статьи, тогда как материал по другим привлекается только для сравнения.

Типы габброидных включений и распределение в них глинозема

Состав габброидных включений в островодужных вулканитах изменяется в широких пределах. Так, содержание SiO_2 колеблется от 35—36 до 50—52%, содержание Al_2O_3 — от 11—12 до 31—32%, содержание Na_2O+K_2O — от 0,5—1,0 до 3—4%. Однако в целом преобладают разности с умеренным содержанием кремнезема — 46—49% (рис. 1)[1] и с повышенной лейкократовостью — 18—21% Al_2O_3 (рис. 2).

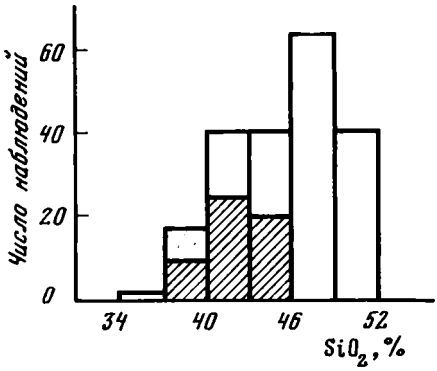
Поскольку вариации в содержании SiO_2 во включениях велики, можно с известной долей условности разделить породы включений на разности с умеренным ($SiO_2>46\%$) и низким ($SiO_2<46\%$) содержанием кремнезема. В габброидах с умеренным содержанием плагиоклаз представлен обычно зональным лабрадор-битовнитом. В группе же низкокремнеземистых габбро могут быть выделены разности с анортитовым и битовнитовым (состава кальциевого битовнита) плагиоклазом. Пер-

Таблица 1

Доля пород (в %) с разным содержанием глинозема в различных группах габброидных включений

Разности пород	Содержание Al_2O_3, вес.%				Количество образцов
	>20	>21	>22	>23	
Низкокремнеземистые с анортитом	69	61	53	49	51
Низкокремнеземистые с кальциевым битовнитом (амфиболом и ортопироксеном)	39	33	15	8	37
Умеренно кремнеземистые с лабрадор-битовнитом	36	25	15	8	114

[1] При составлении рис. 1—3, 7 использована литература [Федорченко, Родионова, 1975; Эрлих, Кутыев, 1975; Селянгин, 1974, 1979; Волынец, Щека, Дубик, 1978; Ермаков и др., 1979; Масуренков, 1979; Кутыев, Шарапов, 1979; Aoki, 1970, 1971; Aoki, Kuno, 1973; Ishibashi, 1970; Isshiki, 1958, 1963; Kuno, 1967; Takeshita, Oji, 1968; Yamazaki et al., 1966; Baker, 1968b; Lewis, 1973b; Nicholls, 1971; Brothers, Searle, 1970], а также материалы О. Н. Волынца.



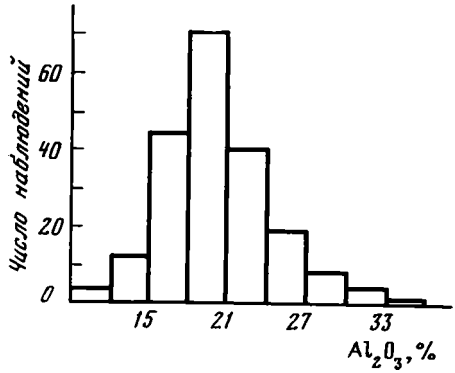


Рис. 1. Гистограмма распределения содержаний кремнезема в габброидных включениях из вулканитов островных дуг

Заштриховано — данные для анортитсодержащих включений; общее количество включений — 202

Рис. 2. Гистограмма распределения глинозема в габброидных включениях из вулканитов островных дуг

вые содержат в качестве темноцветных минералов обычно оливин и клинопироксен (редко амфибол или ортопироксен), вторые — преимущественно амфибол или в заметных количествах ортопироксен.

Согласно данным О. А. Богатикова [Богатиков, Биркис, 1974; Богатиков, 1976], в анортозитовых комплексах Земли, имеющих базальтовый или андезито-базальтовый состав (а к ним относятся наиболее древние комплексы с возрастом более 2 млрд. лет), около 50% объема слагают меланократовые породы состава габбро и габбро-норитов. Попытаемся рассмотреть имеющиеся данные по составу включений, исходя из этого положения. Поскольку граница между габбро и габбро-анортозитами в отношении содержания Al_2O_3 не определена, рассмотрим, какая часть включений попадает в область габбро-анортозитов и анортозитов, если эту границу сдвигать. Так, породы, содержащие более 20% Al_2O_3, составляют 45% общего числа включений, более 21% Al_2O_3 — 35%, более 22% Al_2O_3 — 24%, более 23% Al_2O_3 — 18% общего числа включений.

Однако доля лейкократовых пород в выделенных выше группах габброидов далеко не одинакова (рис. 3, табл. 1).

Из представленных данных следует, что, хотя анортозитовые разности встречаются среди всех выделенных групп габброидных вклю-

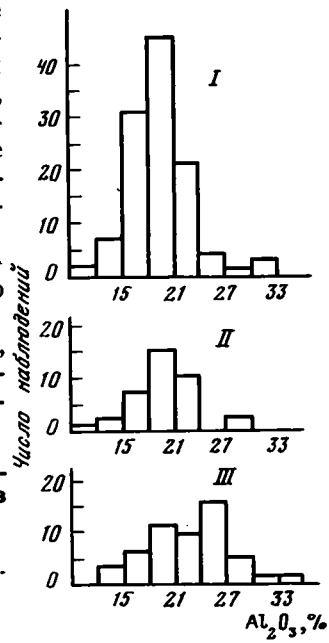


Рис. 3. Гистограммы распределения глинозема в различных типах габброидных включений из вулканитов островных дуг

I — габбро с умеренным содержанием кремнезема;
II — низкокремнеземистые амфиболовые и ортопироксенсодержащие габбро;
III — анортитсодержащие включения

чений, только анортитсодержащие низкокремнеземистые габбро можно, по-видимому, рассматривать в качестве возможных формационных аналогов анортозитовых комплексов. Поэтому дальнейшее описание будет касаться только указанной группы включений.

Анортитсодержащие включения

Анортитсодержащие включения известны во многих районах мира, будучи приурочены, как правило, к высокоглиноземистым вулканитам островных дуг. Они описаны на Камчатке [Пийп, 1947; Шеймович, 1966; Богоявленская, Эрлих, 1969; Дубик, 1969; Щека и др., 1970, 1978; Селягин, 1975, 1979; Эрлих, Кутыев, 1975; Кутыев, Кутыева, 1975; Волынец, Богоявленская, Пополитов, 1978; Кутыев, Шарапов, 1979], Курильских островах [Богоявленская, Эрлих, 1969; Родионова, Федорченко, 1971, 1975; Дуничев, 1972; Федорченко, Родионова, 1975; Волынец, Щека, Дубик, 1978], во внешних зонах вулканических дуг Японии [Kuno, 1950; Aoki, Kuno, 1973], на Идзу-Боннинской дуге [Isshiki, 1963; Бетхольд, Приходько, 1975; Бехтольд и др., 1975; Приходько и др., 1977], Малых Антильских островах [Lacroix, 1904, 1949; Wager, 1962; Lewis, 1969, 1970, 1973a, b; Baker, 1968a; Rea, 1974], Южных Сандвичевых островах [Lewis, 1970], на вулкане Гананг-Руанг в Индонезии [Gisolf, 1923], в дайках основного состава на о-ве Скай, Шотландия [Donaldson, 1977] и в ряде других мест. Еще чаще, чем включения в вулканических породах островных дуг, встречаются мегакристы анортита, нередко содержащие зерна оливина, причем состав этих минералов близок к составу минералов анортитсодержащих включений [Kuno, 1950; Ishikawa, 1951; Kawano, Aoki, 1959; Ueda, Tatekawa, 1966; Родионова и др., 1966; Lewis, 1973; Donaldson, 1977; Волынец, Пополитов и др., 1977; Волынец, Щека, Дубик, 1978; и др.].

Как правило, анортитсодержащие включения и мегакристы анортита приурочены к вулканам, где проявлены глиноземистые низкокалиевые (K_2O=0,2—0,6%) базальты (табл. 2) с высокими содержаниями глинозема (17—20%) и извести (10—13%). В случае, когда базальты содержат значительное количество мегакристов анортита, они сильно обогащаются глиноземом, приобретая состав, отвечающий габбро-анортозиту (табл. 3).

Поскольку низкокалиевые базальты, называемые обычно островодужными толеитами, развиты во внешних, выдвинутых в сторону глубоководных желобов зонах островных дуг, этими же зонами и ограничивается обычно (хотя и не всегда) распространение подобных включений. Породами, вмещающими включения и мегакристы анортита, могут быть не только базальты, но и заметно более кислые разности, вплоть до андезитов и даже дацитов. Включения встречаются как в лавах, так и в шлаках и пемзах, причем массовые скопления их обычно наблюдаются в пирокластических отложениях среднего состава, образование которых завершает определенные этапы развития конкретных вулканов.

Текстуры и структуры

Размеры включений колеблются от 1—2 до 20—30 см и даже до 1—1,5 м, а вес — от нескольких граммов до нескольких сот килограммов [Дубик, 1969; Lewis, 1973b; Волынец, Щека, Дубик, 1978]. При этом в участках широкого развития включений не меньший объем, чем сами включения, составляют изолированные кристаллы или обломки их. Размеры отдельных кристаллов изменяются от 0,5 до 50—100 мм, нередко даже в пределах одного образца, но в общем преобладают крупно- и грубозернистые разности с размерами зерен 2—5 мм (до 25 мм). Фор-

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) глиноземистых низкокалиевых базальтов

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	50,67	51,09	50,2	51,2	47,33	47,69
TiO_2	0,81	0,82	1,01	0,8	0,82	0,98
Al_2O_3	18,99	19,06	19,12	18,1	18,08	15,86
Fe_2O_3	3,41	3,53	3,71	2,7	3,06	3,35
FeO	6,41	6,72	5,51	7,4	8,04	9,29
MnO	0,18	0,18	0,18	0,2	0,26	0,30
MgO	5,30	4,64	5,84	6,2	7,49	8,01
CaO	10,35	10,25	10,77	11,0	12,98	12,25
Na_2O	2,53	2,46	2,93	2,0	1,59	1,68
K_2O	0,42	0,47	0,50	0,3	0,28	0,33
P_2O_5	0,19	—	0,08	0,1	0,05	0,06
n	59	28	10	10	1	1
$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}\cdot 100\%$	15,5	15,4	17,9	12,7	10,3	12,7
% *An* в нормативном плагиоклазе	63,3	64,2	58,8	68,8	74,3	69,7

Примечание. Базальты из районов: 1—Камчатка [Волынец и др., 1976]; 2—Курильские острова [Леонова, 1979]; 3—Малые Антильские острова (острова Сан-Винсент, Сан-Киттс и Монтесерат) [Baker 1968b; Rea, 1974]; 4—Южные Сандвичевы острова [Baker, 1968a]; 5—о-в Скай, Шотландия, краевая зона одной из даек; пересчитано на безводный остаток [Donaldson, 1977]; 6—то же; пересчитано без мегакристов и воды [Doraldson, 1977]. n — количество анализов для подсчета среднего.

Таблица 3

Химический состав (в вес.%) некоторых анортитсодержащих базальтов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	44,38	44,95	45,88	47,17	48,93	47,53	50,1
TiO_2	0,30	0,13	0,65	0,76	0,67	0,71	0,74
Al_2O_3	25,01	24,02	24,05	23,00	24,34	23,73	23,00
Fe_2O_3	1,57	0,93	5,83	3,59	1,76	5,22	2,6
FeO	4,23	4,07	4,89	5,77	5,46	3,93	5,4
MnO	0,16	0,08	0,09	0,04	0,15	0,15	0,13
MgO	6,83	9,48	3,55	3,49	3,94	2,37	3,6
CaO	13,41	13,70	13,05	12,05	12,19	12,34	11,6
Na_2O	1,52	1,21	1,23	2,37	1,63	1,89	2,4
K_2O	0,08	0,11	0,47	0,29	0,53	0,13	0,44
P_2O_5	0,04	0,02	0,07	0,06	—	0,07	0,11
H_2O^-	0,91	0,48	--	0,77	0,19	0,85	
H_2O^+	2,27	1,27	0,80	0,22	0,28	0,95	0,13
Сумма	100,71	100,45	100,56	99,58	100,07	99,87	100,12

Примечание. 1, 2—габбро-анортозиты центральных зон даек, о-в Скай, Шотландия [Donaldson 1 977]; 3—5—базальты вулканов Камчатки: 3—Ксудач, 4—Мутновская Сопка, 5—Узон [Петрохимия . . . , 1966; Шарапов, Симбирев, 1979]; 6—базальт вулкана Кайодаке, Япония [Kawano, Aoki, 1959]; 7—базальт о-ва Умнак, Алеутские острова [Byers, 1959].

ма включений может быть как округлой и уплощенной, так и угловатой и обломочной. Текстуры включений в общем довольно рыхлые, часто друзовые, пегматоидные и пористые. Отмечаются шаровидные включения с радиально-концентрической структурой [Волынец, Щека, Дубик, 1978; Селянгин, 1979].

В ряде включений грубозернистые пегматоидные и друзовые структуры, развитые в центральных зонах включений, в краевых частях их сменяются мелкозернистыми и роговиковыми. Весьма обычны также полосчатые разности, полосы в которых различаются по размеру зерен или по количественно-минералогическому составу либо по обоим признакам. Границы полос резкие и часто имеют неправильную форму. Наряду с полосчатыми наблюдаются линзовидно-полосчатые, пятнисто-полосчатые и брекчиевые текстуры. Согласно мнению большинства авторов [Щека и др., 1970; Lewis, 1973b; Rea, 1974; Волынец, Щека, Дубик, 1978], наблюдающаяся во включениях полосчатость не идентична тонкой и правильной ритмической слоистости, описанной в расслоенных интрузиях типа Скергаарда. Однако, по данным О. Б. Селянгина [1979], ритмическая слоистость наблюдается в анортитсодержащих включениях вулкана Малый Семячик на Камчатке.

Во многих включениях присутствует темный пузыристый шлаковидный базальтовый материал, выполняющий поры, пустотки, интерстиции между кристаллами, хотя сами включения при этом могут быть встречены не в базальтах, а в андезитовой и даже дацитовой пирокластике [Lacrois, 1904; Baker, 1968b; Lewis, 1973b; Rea, 1974; Волынец, Щека, Дубик, 1978; и др.]. Количество шлаковидного интерстиционного материала в отдельных включениях может увеличиваться вплоть до появления порфировидных пород с хорошо различимыми мегакристами плагиоклаза и оливина, погруженными в тонкозернистую основную массу базальтового состава.

Ряд минералов включений обнаруживают отчетливые признаки динамического воздействия [Волынец, Щека, Дубик, 1978]. Так, в плагиоклазах и оливинах обычно пятнистое или мозаичное угасание. В плагиоклазах по плоскостям $(1\bar{1}0)$, (110) и некоторым другим развивается трещиноватость и вторичное полисинтетическое двойникование. В оливинах также обычны двойники по (100) и две системы спайности по (100) и (010).

Иногда включения (а чаще мегакристы) обнаруживают следы взаимодействия с вмещающими расплавами [Волынец, Щека, Дубик, 1978; Щека, Волынец, 1979]. При этом краевые зоны крупнокристаллических включений перекристаллизовываются в тонкозернистый роговиковый агрегат, содержащий зеленую шпинель.

Минеральный состав

Главными минералами включений являются анортит, оливин и клинопироксен, причем относительная роль клинопироксена (за счет оливина) в общем возрастает, когда вмещающими включения породами являются андезиты и дациты, а не базальты. И хотя оливин-клинопироксен-анортитовые разности наряду с оливин-анортитовыми встречаются во всех типах пород, безоливиновые (клинопироксен-плагиоклазовые) включения обнаружены почти исключительно в пирокластике среднего состава. В клинопироксенсодержащих разностях к трем главным минералам присоединяется, обычно в небольшом количестве, титаномагнетит, а иногда и ортопироскен. В ряде включений Курило-Камчатской зоны и Идзу-Боннинской дуги обнаружена также магниево-алюмо-хро-

мистая шпинель [Приходько и др., 1977; Щека и др., 1978]. Наконец, в некоторых районах, например на Малых Антильских островах, одним из главных минералов включений становится амфибол.

Наличие или отсутствие амфибола во включениях в общем коррелируется с типом ассоциаций вкрапленников темноцветных минералов во вмещающих лавах. Так, в пределах Курило-Камчатского региона анортитсодержащие включения встречены в основном на вулканах, лавы которых характеризуются ассоциациями безводных темноцветных минералов. В соответствии с этим из нескольких сот анортитсодержащих включений, просмотренных авторами, лишь в трех образцах был обнаружен амфибол. Однако в низкокалиевых амфиболсодержащих андезитах и андезито-базальтах Авачинского вулкана на Камчатке вместо оливин-клинопироксен-анортитовых включений развиты включения амфибол-анортитовых (анортит-битовнитовых) пород наряду с мегакристами анортита и амфибола. На Малых Антильских островах включения встречаются обычно в базальтовой и андезитовой пирокластике, причем базальты характеризуются отсутствием, а андезиты — наличием амфибола во вкрапленниках [Wager, 1962; Baker, 1968b; Rea, 1974].

Среди анортитсодержащих включений наблюдаются как амфиболовые, так и безамфиболовые разности, причем и те и другие встречаются совместно в выбросах одного вулкана, как это было, например, при извержении вулкана Суфриер в 1902 г. [Lacroix, 1904, 1949; Wager, 1962; Lewis, 1973a, b]. Для 122 включений (размером более 7,5 см), собранных Дж. Ф. Льюисом [Lewis, 1973b] в продуктах этого извержения, наблюдались следующие минеральные ассоциации: в 9 включениях — *An*+*Ol*; в 1—*An*+*Ol*+*Cpx*; в 44 — *An*+*Ol*+*Cpx*+*Mt*; в 62 — *An*+ +*Ol*+*Cpx*+*Amf*+*Mt*; в 6 — *An*+*Amf* (±*Mt*±*Cpx*). Важное наблюдение было сделано П. Э. Бейкером [Baker, 1968b], который обнаружил в центре крупного амфибол-плагиоклазового включения 2-сантиметровый обломок оливин-анортитовой породы (вулкан Митмисери, о-в Сан-Киттс, Малые Антильские острова), что может указывать на неодновременность образования соответствующих типов включений.

Количественно-минералогический состав пород колеблется в широких пределах, хотя в целом преобладают лейкократовые разности, где соотношение плагиоклаз — темноцветные минералы лежит в пределах от 6 : 4 до 7,5 : 2,5. В соответствии с составом преобладающих минералов среди включений могут быть выделены следующие главные типы пород: алливалиты, оливиновые эвкриты, эвкриты, оливин-амфиболовые эвкриты. Мономинеральные (или почти мономинеральные) по составу включения редки, хотя анортозиты (анортиты) все же отмечаются [Donaldson, 1977; Волынец, Щека, Дубик, 1978; Селянгин, 1979]. Меланократовые типы пород встречаются почти исключительно как полосы в полосчатых разностях. И только среди амфиболсодержащих включений, в случае если ассоциация амфибол+плагиоклаз доминирует, нередки мономинеральные горнблендиты. В оливин-клинопироксен-плагиоклазовых включениях меланократовые разности могут быть сложены плагиоклаз- и оливинсодержащими пироксенитами, в оливин-плагиоклазовых — плагиоклазовыми оливинитами, но встречаются такие полосы (особенно оливинитовые) весьма редко. Более характерны мономинеральные (горнблендитовые) полосы для амфибол-плагиоклазовых включений [Lewis, 1973b]. Обычно же разница в степени лейкократовости соседних полос менее значительна. Так, О. Б. Селянгин [1979] описал среди включений вулкана Малый Семячик на Камчатке полосчатые разности, состоящие из алливалитов (71,8% плагиоклаза, 27,6%

оливина, 0,3% клинопироксена и 0,6% рудного) и эвкритов (62% плагиоклаза, 32,3% клинопироксена, 5% оливина, 0,7% рудного).

В целом оливин-плагиоклазовые включения несколько более лейкократовые, чем клинопироксен-плагиоклазовые, а последние более лейкократовые, чем амфибол-плагиоклазовые [Donaldson, 1977; Baker, 1968b].

Минералы включений, как правило, незональные. В тех же редких случаях, когда зональность наблюдается (для плагиоклаза и клинопироксена), отличия в составах разных зон весьма незначительны [Baker, 1968b; Lewis, 1973a, b; Волынец, Щека, Дубик, 1978; и др.]. В то же время мегакристы в лавах обычно имеют более или менее широкие каймы, резко отделенные от ядер и заметно отличающиеся от них по составу [Donaldson, 1977; Волынец, Щека, Дубик, 1978]. Структурные особенности включений показывают, что плагиоклаз и оливин кристаллизовались совместно и раньше клинопироксена. В амфиболсодержащих разностях наиболее поздним минералом является амфибол.

Интервалы температур кристаллизации минералов из алливалитов и эвкритов, определенные О. Б. Селянгиным [1975] методом гомогенизации расплавных микровключений для образцов с двух камчатских вулканов, составляют: для плагиоклаза 1430—1340° С, для оливина 1430—1270° С, для клинопироксена 1270—1180° С. При использовании геотермометра, предложенного Н. С. Никольским [1978] для пары оливин — клинопироксен (железистость оливина — содержание геденбергитовой молекулы в кальциевом клинопироксене), который, по мнению этого автора, наиболее достоверно описывает процесс реакционной кристаллизации оливина и «одновременно определяет температуры солидуса оливина и, вероятно, ликвидуса кальциевого клинопироксена, образовавшихся в поле устойчивости „фаялита“» [Никольский, 1978, с. 90], были получены следующие значения температур: для давления 1 бар — 1200—1250° С, для давления 5 кбар — 1400—1410° С (рассчитано для трех образцов). Отметим, что значения температур для давления 1 бар близки к значениям температур кристаллизации клинопироксена и к минимальным значениям температур кристаллизации оливина, полученным О. Б. Селянгиным.

Химический состав пород и минералов

Валовые составы включений характеризуются низким уровнем содержания кремнезема (вариации от 38,1 до 45,7%), и по этому признаку включения близки к ультраосновным породам. Концентрации Al_2O_3, CaO, MgO, $FeO+Fe_2O_3$ в соответствии с вариациями минерального состава включений колеблются в широких пределах, однако в целом преобладают лейкократовые разности с высокими содержаниями глинозема и кальция при умеренных содержаниях железа и магния, отвечающие породам габбро-анортозитового типа. Концентрации калия очень низкие и в 95% случаев не превышают 0,3%. Концентрации натрия и титана, также весьма низкие в оливин-пироксеновых разностях включений, заметно повышаются в амфиболсодержащих их типах (табл. 4), даже если оба типа включений встречаются в выбросах одного вулкана [Lewis, 1973b]. В соответствии с низким содержанием щелочей и повышенным глинозема все породы отличаются очень низкими значениями коэффициента агпаитности. Железистость пород заметно колеблется для разных регионов, однако в пределах одного региона для большинства пород железистость сходна. Наименее железистыми являются камчатские включения, наиболее железистыми — курильские;

Таблица 4

Химический состав (в вес.%) анортитсодержащих включений

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Шаг по S											
	<10	10—20	20—30	30—40	40—50	<10	10—20	20—30	30—40	<10	20—30	20—30
SiO_2	42,66	41,45	42,89	43,99	43,52	38,05	41,29	42,04	42,23	39,40	43,14	42,82
TiO_2	0,23	0,51	0,46	0,29	0,10	0,57	0,58	0,42	0,06	0,62	Не пр.	0,99
Al_2O_3	7,19	18,09	23,50	27,48	34,10	13,03	18,68	23,76	28,20	18,97	24,09	23,21
Fe_2O_3	1,55	4,74	2,19	2,10	0,62	10,19	8,64	4,79	3,58	3,48	3,33	3,91
FeO	10,54	6,62	4,91	2,37	1,00	8,90	5,88	5,52	2,98	10,70	3,63	4,58
MnO	0,21	0,14	0,10	0,09	0,18	0,15	0,21	0,14	0,06	0,12	Не опр.	0,08
MgO	27,58	14,44	9,95	6,27	1,04	13,47	9,79	7,50	5,77	15,37	8,64	7,63
CaO	9,10	12,56	14,50	15,73	18,02	14,45	13,99	14,12	15,55	10,84	17,14	14,53
Na_2O	0,20	0,66	0,78	0,88	0,86	0,40	0,73	0,90	0,86	0,03	0,12	1,45
K_2O	Следы	0,13	0,16	0,08	0,12	0,52	0,12	0,09	0,05	0,09	0,06	0,09
P_2O_5	0,26	0,15	0,14	0,10	0,05	0,02	0,08	0,11	0,09	Не опр.	Не опр.	0,01
H_2O	0,25	0,17	0,25	0,37	0,30	0,60	0,49	0,43	0,57	0,48	0,02	0,33
Сумма	99,77	99,51	99,83	99,75	99,86	100,25	100,48	99,82	100,36	100,10	100,07	99,64
S	2,71	15,47	25,50	33,08	40,64	5,78	17,05	24,15	30,74	9,46	27,87	26,03
A	16,49	31,44	38,94	44,17	53,10	28,40	33,53	38,87	44,66	29,93	41,41	39,28
$\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3-MgO}\cdot 100\%$	30,5	44,0	41,6	41,6	60,9	58,6	59,7	57,9	53,2	47,9	44,6	52,7
$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}\cdot 100\%$	2,8	4,3	4,0	3,5	2,9	7,1	4,5	4,2	3,2	0,6	0,8	6,6
n	1	4	12	5	1	1	12	7	2	1	1	5

Примечание. Регионы: 1—5—Камчатка; 6—9—Курильские острова; 10—12—Малые Антильские острова (разности: 11—безамфиболовые, 12—амфиболсодержащие). Здесь и в других таблицах: n—количество анализов для подсчета среднего. Параметры S и A даны по В. Л. Барсукову и Л. В. Дмитриеву [1979]; $S=SiO_2-(FeO+0{,}9Fe_2O_3+MgO+TiO_2+MnO)$, $A=Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$. Литературные источники, использованные при составлении таблицы, приводятся в тексте.

Таблица 5

Химический состав (в вес.%) интерстиционных шлаков из включений и состав базальтов вулканов, где эти включения встречены

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	51,81	51,65	49,00	51,43	49,67	47,65	51,73	50,7
TiO_2	0,95	0,70	1,32	0,78	0,95	1,15	1,12	1,2
Al_2O_3	17,29	17,98	16,09	18,41	18,31	18,88	18,30	17,4
Fe_2O_3	1,31	3,77	10,10	3,50	4,86	3,53	1,90	3,7
FeO	9,36	6,96	3,77	6,40	7,14	7,69	7,54	5,9
MnO	Не опр.	0,16	Не опр.	0,18	0,14	0,21	0,18	0,2
MgO	5,28	5,41	3,67	5,87	5,32	4,35	5,68	7,4
CaO	9,83	9,35	11,20	10,05	10,91	10,58	10,19	9,9
Na_2O	2,20	2,67	2,34	2,17	2,36	2,77	2,77	2,7
K_2O	0,67	0,36	0,41	0,50	0,20	0,48	0,47	0,6
P_2O_5	0,22	0,23	0,36	0,21	0,18	0,19	0,16	0,1
H_2O^-	0,10	—	—	—	0,01	—	0,06	—
H_2O^+	0,4	—	—	—	0,51	—	0,19	—
$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}\cdot 100\%$	16,6	16,8	17,1	14,5	14,0	17,2	17,7	19,0
$\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}\cdot 100\%$	66,9	66,4	79,1	62,8	69,3	72,1	62,4	56,5
n	1	7	1	3	3	7	2	3

Примечание. 1—6—вулканы Камчатки: 1,2—Кихпиныч, 3,4—Желтовский, 5,6—Ксудач (1, 2, 4—6—[Волынец, Щека, Дубик, 1978; Волынец, Богоявленская, Пополитов, 1978)], 3—[Кутыев, Кутыева, 1975]; 7, 8—Суфриер, Малые Антильские острова (7—[Lewis, 1973]; 8 — [Baker, 1968b]). Нечетные номера — интерстиционные шлаки из включений, четные — базальты.

включения с Малых Антильских островов занимают промежуточное положение. Амфиболсодержащие и безамфиболовые разности, развитые в пределах одного региона (как это видно на примере Малых Антил), различаются по величинам коэффициентов железистости и агпаитности, более высоким для первых (см. табл. 4).

Интерстиционные шлаки во всех изученных случаях [Lewis, 1973b; Волынец, Щека, Дубик, 1978; Кутыев, Шарапов, 1979] имеют базальтовый состав и сходны с высокоглиноземистыми низкокалиевыми базальтами (островодужными толеитами), развитыми на вулканах, где такие включения встречаются (табл. 5). Наблюдающиеся незначительные отличия в уровнях содержания ряда элементов в шлаках и базальтах вулканов могут быть связаны со статистической непредставительностью использованных выборок, хотя в использованных парах во всех случаях отмечается несущественное обогащение шлаков кальцием, а в трех из четырех пар — также глиноземом и железом и обеднение магнием.

Плагиоклазы включений относятся преимущественно к натриевым анортитам (An_{92-94}) при примерно одинаковых вариациях составов в разных регионах — от An_{88} до An_{100}. Натриевые анортиты резко преобладают и среди мегакристов [Ishikawa, 1951; Kawano, Aoki, 1959; Donaldson, 1977; Волынец, Колосков и др., 1978; Волынец, Щека, Дубик, 1978]. Однако в случае мегакристов в кислых лавах состав плагиоклаза может опускаться до кальциевых битовнитов — An_{83}—An_{87}, с чем связано наличие «хвоста» относительно натриевых плагиоклазов

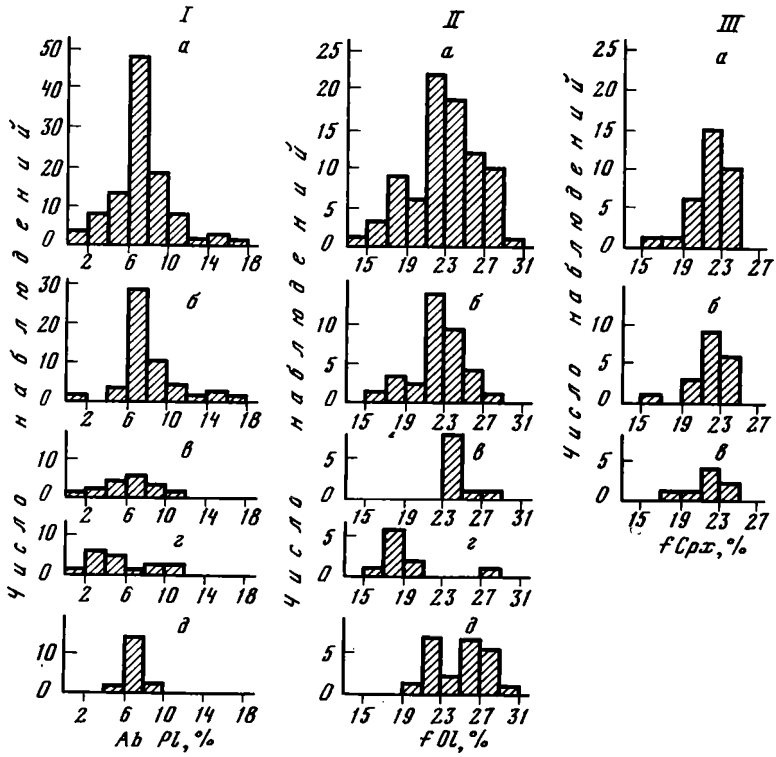


Рис. 4. Гистограммы распределения составов минералов анортитсодержащих включений в разных районах (по литературным данным, см. табл. 6)

I — плагиоклаз; *II* — оливин; *III* — клинопироксен. *а* — суммарные гистограммы, *б* — Камчатка, *в* — Курильские острова, *г* — Япония, *д* — Малые Антильские острова

на рис. 4, *а*, *б*. Хотя вид гистограмм распределения составов плагиоклазов из разных регионов на рис. 4 несколько различается, средние составы плагиоклазов достаточно близки (табл. 6). Так же близки средние составы плагиоклазов включений и мегакристов разных вулканов, как это установлено для Курило-Камчатской зоны (табл. 7).

Все плагиоклазы включений и мегакристов отличаются низким содержанием калия (преобладающий интервал содержаний ортоклазовой молекулы 0,25—0,35 мол.%), бария (50 г/т), рубидия (0,2—0,6 г/т), высокими K/Rb, Ca/Sr и Sr/Ba отношениями [Волынец, Пополитов и др., 1977; Волынец, Щека, Дубик, 1978].

Оливины сравнительно железистые, вариации составов в целом лежат в интервале Fa_{14}—Fa_{35} и заметно различаются для разных регионов (см. рис. 4). Отличаются и средние составы оливинов включений и мегакристов разных регионов (см. табл. 6). В соответствии с относительно меньшей железистостью валовых составов камчатских включений по сравнению с курильскими и малоантильскими оливины из первых менее железисты. Еще менее железисты оливины из включений в вулканитах Японии и Шотландии. В качестве примера вариаций составов оливинов из включений разных вулканов приведем данные по Курило-Камчатской зоне (см. табл. 7).

Все исследователи единодушно отмечают низкие (хотя и разные для разных регионов) концентрации никеля в оливинах включений, заметно

Таблица 6

Средний состав (в вес. %) минералов анортитсодержащих включений

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	44,02	43,89	44,29	44,75	44,89	38,68	37,70	39,33	38,43	39,21	49,55	50,14	51,52	48,73	51,69	42,42	40,86
TiO_2	0,02	0,04	Следы	—	0,01	0,12	0,07	—	0,03	—	0,55	0,55	—	0,81	0,55	2,28	2,04
Al_2O_3	35,09	35,28	35,45	35,07	35,47	0,27	0,28	0,50	0,11	—	4,78*	3,94	3,77	5,98	3,43	12,24	14,25
Fe_2O_3	0,52	—	—	—	—	1,18	0,50	—	—	—	3,29	2,99	—	2,47	—	5,40	4,77
FeO	0,31	—	—	—	—	19,64	21,98	—	—	—	4,64	5,19	—	4,96	—	7,49	6,93
$Fe_2O_{3общ}$	0,77*	1,06	0,64	0,32	0,38	20,58*	21,79*	16,68	22,49	16,77	7,46*	7,84*	6,68	7,18	7,54	12,35	11,22
MnO	0,01	Следы	—	—	0,04	0,33*	0,35*	0,51	0,42	0,33	0,17*	0,14*	—	0,15	0,18	0,30	0,12
MgO	0,21	0,11	0,08	0,05	0,14	38,98*	38,08*	42,96	38,60	42,83	14,93*	15,14*	15,14	14,43	15,56	16,88	15,16
CaO	18,64*	18,75*	19,13	19,00	18,08	0,41*	0,29*	—	0,13	0,27	20,92*	21,15*	21,44	22,49	20,58	10,33	11,65
Na_2O	0,79*	0,75*	0,64	0,69	0,97	0,15	0,04	—	—	—	0,44*	0,30*	—	0,26	0,25	2,51	2,43
K_2O	0,06*	0,04*	0,02	0,01	0,01	0,08	0,02	—	—	—	0,13*	0,04*	—	Следы	—	0,13	0,26
P_2O_5	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15	0,16	—	—	—	—	—
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,08	—	0,05	—	—	—
H_2O^+	0,19	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	0,11	0,18	—	Нет	—	2,72	1,59
An, мол. %	92,5	93,1	94,2	93,8	91,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f, атомн. %	—	—	—	—	—	22,8	24,3	15,3	24,6	18,0	21,9	22,5	19,8	21,8	21,4	29,2	29,3
n	30 (47)	11 (18)	12	4	3	23 (26)	8 (9)	5	2	4	16 (19)	7 (8)	1	1	4	3	6

* Значения с учетом частных анализов.

Примечание. Минералы: 1—5 — плагиоклазы; 6—10 — оливины; 11—15 — клинопироксены; 16—17 — амфиболы.

Регионы: 1, 6, 11, 16 — Камчатка [Волынец, Щека, Дубик, 1978; Кутыев, Шарапов, 1979; Масуренков, 1974; Селянгин, 1979; Щека и др., 1978, а также новые данные авторов]; 2, 7, 12 — Курильские острова [Волынец, Щека, Дубик, 1978; Родионова, Федорченко, 1975; Федорченко, Родионова, 1975]; 3, 8, 13 — Северная Япония и дуга Идзу [Бетхольд и др., 1975; Приходько и др., 1977; Kawano, Aoki, 1959; Kuno, 1950; Issiki, 1963]; 4, 9, 14, 17 — Малые Антильские острова [Lewis, 1969, 1970; 1973a; Baker, 1968a; Rea, 1974]; 5, 10, 15 — Шотландия [Donaldson, 1977].

Таблица 7

Средний состав минералов включений и мегакристов вулканов Курило-Камчатской зоны

Номер пробы	Вулкан	Плагиоклаз, % *An*	Оливин, % *Fa*	Клинопироксен, $f_{общ}$, %
1	Кихпиныч	93,0 (8) / 92,2—95,0	22,4 (8) / 21,7—23,9	21,0 (3) / 20,7—21,2
2	Малый Семячик	91,0 (4) / 88,5—93,2	21,7 (3) / 17,7—27,2	22,1 (2) / 20,2—24,2
3	Авачинская Сопка	92,5 (3) / 91,8—93,5	—	—
4	Мутновская Сопка	92,7 (7) / 91,0—93,6	—	—
5	Ксудач	93,4 (15) / 89,5—100	22,2 (13) / 18,8—25,0	22,3 (9) / 19,6—24,1
6	Желтовский	91,2 (1)	24,9 (2) / 24,3—25,9	21,1 (1)
7	Ильинский	91,2 (5) / 88,0—93,6	24,7 (5) / 20,9—27,0	21,3 (3) / 16,6—24,2
8	Камбальный	92,7 (11)	27,1 (1)	22,8 (1)
9	Ветровой (о-в Парамушир)	95,4 (4) / 94,3—98,2	—	23,4 (1)
10	Татаринова (о-в Парамушир)	90,8 (1)	24,3 (2) / 23,8—24,8	21,9 (1)
11	Алаид (о-в Атласова)	91,7 (5) / 89,2—92,8	—	—
12	Немо (о-в Онекотан)	90,0 (1)	24,3 (2) / 23,8—24,5	—
13	Тао-Русыр (о-в Онекотан)	—	24,5 (1)	21,0 (1)
14	Заварицкого (о-в Симушир)	92,6 (1)	24,2 (2) / 23,9—24,4	21,8 (3) / 20,8—22,1
15	Менделеева (о-в Кунашир)	94,3 (2) / 93,5—95,1	24,7 (3) / 23,1—26,9	18,6 (1)
16	Головнина (о-в Кунашир)	—	28,8 (1)	23,6 (1)

Примечание. В числителе — среднее содержание, в знаменателе — пределы вариаций, в скобках — количество наблюдений. 1—8 — Камчатка, 9—16 — Курильские острова. Ссылки на литературные источники см. в примечании к табл. 6.

меньшие, чем в оливинах сходного состава из расслоенных интрузий [Iida et al., 1961; Lewis, 1973a, b; Donaldson, 1977; Волынец и др., 1975; Волынец, Щека, Дубик, 1978], а также высокие концентрации кальция в оливинах (см. табл. 6), что, по мнению Симкина и Дж. Смита [Simkin, Smith, 1970], свидетельствует о малоглубинных условиях кристаллизации этого минерала.

Клинопироксены отличаются высоким содержанием Al_2O_3 (3,5—6,0%), низким TiO_2 (0,4—0,8%) при умеренной железистости (f=16—25%) и кальциевости (содержание волластонитовой молекулы 40—60 мол.%). Характерна также довольно высокая степень окисленности железа в пироксенах: для 70% анализированных проб коэффициент окисленности лежит в пределах 30—45% [Волынец, Щека, Дубик, 1978].

Таблица 8

Состав минералов анортитсодержащих включений и низкокалиевых базальтов

Элемент	Плагиоклаз							
	1В	1М	1В	2В	2М	2Б	3В	3Б
Al	18,61 (26)	18,48 (4)	—	18,62 (6)	18,46 (5)	—	—	—
Ca	13,37 (37)	13,16 (10)	13,17 (16)	13,11 (8)	13,73 (8)	12,0 (5)	—	—
Na	0,57 (37)	0,68 (10)	0,75 (16)	0,68 (8)	0,46 (8)	1,1 (5)	—	—
K	0,05 (37)	0,09 (10)	0,10 (16)	0,04 (8)	0,06 (8)	0,13 (5)	—	—
Rb	0,4 (13)	0,6 (5)	0,8 (12)	0,3 (2)	0,4 (3)	1,5 (5)	—	—
Li	1,6 (2)	0,4 (1)	1,5 (11)	—	—	2,6 (5)	—	—
Ba	20 (13)	20 (5)	17 (8)	20	20 (3)	17 (5)	6 (2)	9 (2)
Sr	523 (13)	590 (6)	510 (19)	533 (2)	920 (3)	376 (5)	165 (2)	226 (9)
Mg	0,16 (23)	0,07 (5)	0,1 (9)	—	—	0,12 (5)	—	—
Fe	0,59 (27)	0,64 (6)	0,57 (10)	0,71 (6)	0,68 (5)	0,485 (2)	0,569 (9)	0,569 (9)
Mn	0,005 (19)	0,006 (3)	0,007 (11)	—	—	0,009 (5)	0,0012 (2)	0,003 (9)
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—
K/Rb	1250	1500	1250	1330	1500	870	—	—
Ca/Sr	256	223	258	246	149	319	—	—
Ni/Co	—	—	—	—	—	—	—	—
An	92,7	91,2	90,3	91,4	94,1	86,0		84,3
Ab	6,9	8,2	9,0	8,3	5,5	13,0	—	—
Or	0,4	0,6	0,7	0,3	0,4	0,9	—	—
f	—	—	—	—	—	—	—	—
En	—	—	—	—	—	—	—	—
Fs	—	—	—	—	—	—	—	—
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 8 (окончание)

Элемент	Оливин						Клинопироксен		
	1В	1Б	2В	2Б	3В	3Б	1В	1Б	2В
Al	0,14 (23)	0,25 (4)	0,15 (8)	—	0,104 (2)	0,178 (6)	2,53 (19)	—	2,08 (8)
Ca	0,30 (33)	0,41 (20)	0,21 (8)	0,32 (1)	0,07 (2)	0,14 (2)	14,94 (19)	13,76 (5)	15,11 (8)
Na	0,11 (24)	0,076 (7)	0,03 (3)	0,09 (1)	—	—	0,33 (19)	0,25 (5)	0,22 (7)
K	0,067 (24)	0,057 (7)	0,017 (3)	0,10 (1)	—	—	0,108 (19)	0,054 (5)	0,033 (7)
Rb	1,3 (2)	1,2 (7)	—	1,3 (1)	—	—	1,1 (2)	0,7 (5)	1,2 (1)
Li	2,4 (1)	1,4 (5)	—	1,5 (1)	—	—	1,6 (2)	2,8 (4)	2,0 (1)
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr	—	—	—	—	—	—	90 (3)	77 (5)	128 (1)
Mg	23,5 (36)	24,27 (14)	22,97 (9)	—	—	—	9,00 (19)	9,41 (5)	9,13 (8)
Fe	16,00 (36)	14,90 (14)	16,94 (9)	14,44 (1)	—	—	5,80 (19)	6,22 (5)	6,10 (8)
Mn	0,26 (29)	0,21 (14)	0,27 (9)	0,24 (1)	0,1345 (2)	0,239 (2)	0,13 (19)	0,15 (5)	0,11 (8)
Ni	360 (15)	620 (13)	150 (6)	390 (1)	575 (2)	427 (2)	73 (14)	134 (5)	57 (7)
Co	250 (15)	245 (13)	215 (6)	240 (1)	98 (2)	102 (2)	81 (14)	56 (5)	62 (7)
Cr	43 (15)	81 (12)	14 (1)	—	35 (2)	168 (6)	882 (14)	1107 (4)	814 (7)
K/Rb	515	460	—	740	—	—	982	771	275
Ca/Sr	—	—	—	—	—	—	1660	1787	1180
Ni/Co	1,4	2,5	0,7	1,6	5,8	4,2	0,9	2,39	0,92
An	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ab	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Or	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f	22,8	20,8	24,3	22,0	19	23	21,7	22,3	22,5
En	—	—	—	—	—	—	43,7	46,0	43,8
Fs	—	—	—	—	—	—	12,2	13,2	12,6
Wo	—	—	—	—	—	—	44,1	40,8	43,8

Примечание. Породы из районов: 1 — Камчатка, 2 — Курильские острова, 3 — Япония, район Изу-Хаконе. Условные обозначения: В — включения, М — мегакристы, Б — фенокристы базальтов. В случае редких элементов для Камчатки и Курильских островов использованы данные О. Н. Волынца, С. А. Щеки, Ю. М. Дубика [1978], а для Японии — см. [Iida, 1961; Iida et al., 1961]; ссылки на источники получения средних см. в табл. 6. Анализы на редкие элементы выполнены в Институте геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР и частично в лаборатории физико-химических методов ДВГИ ДВНЦ АН СССР. Элементы Rb, Li, Ba, Sr, Ni, Co, Cr даны в г/т, Al, Ca, Na, K, Mg, Fe, Mn — в %. Показатели *An, Ab, Or, En, Fs, Wo* — в мол. %, *f* — в атомн. %. В скобках — число частных определений.

Вариации железистости клинопироксенов в целом менее значительные, чем для оливинов (см. рис. 4), и средние составы их из включений разных регионов близки, хотя клинопироксены японских включений, как и оливины, отличаются минимальной железистостью (см. табл. 6). Характерны низкие концентрации в клинопироксенах никеля и хрома, заметно меньшие, чем в пироксенитах толеитовых габброидов [Волынец, Щека, Дубик, 1978; Щека и др., 1978].

Амфиболы характеризуются высокой глиноземистостью, магнезиальностью при низких содержаниях кремнезема, калия и низких значениях Si/Al, Fe/Mg и K/Na отношений (см. табл. 6). По составу они близки к паргаситу.

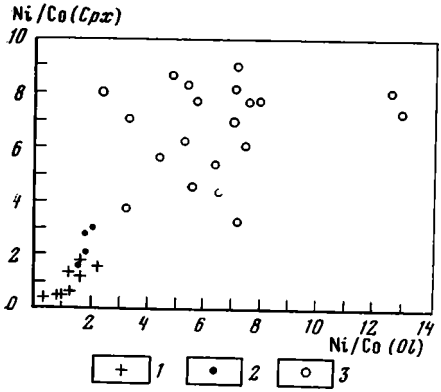
Магнетиты обнаруживают повышенную титанистость (5,5—10% TiO_2), глиноземистость (3—6% Al_2O_3) и магнезиальность (3—5% MgO) и отличаются от магнетитов толеитовых габброидов повышенными концентрациями Ti, V, Cr, Ni, Co и Zr и пониженными Zn, Pb и Sn [Щека, и др., 1978; Волынец, Щека, Дубик, 1978]. Составы и железистость магнетитов из включений разных регионов сходны (см. табл. 6).

Шпинель, найденная в последние годы в ряде включений вулканов Камчатки и дуги Идзу [Бетхольд, Приходько, 1975; Приходько и др., 1977; Щека и др., 1978], характеризуется переменными, но всегда умеренными содержаниями Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3, Cr_2O_3 при примерно одинаковом (умеренном) содержании MgO и близких значениях железистости (см. табл. 6). По данным В. С. Приходько с соавторами [1977], зерна шпинели, включенные в одном кристалле оливина, могут существенно различаться по составу. Вместе с тем вариации составов шпинелей из включений с разных вулканов или из разных регионов практически идентичны.

Состав главных минералов в пределах одного включения обычно остается практически постоянным, независимо от изменения размеров зерен или вариаций относительного количества минералов в отдельных зонах включения [Щека и др., 1970; Lewis, 1973b]. Вместе с тем в разных образцах включений с одного вулкана наблюдаются взаимосвязанные изменения составов главных минералов. Так, наиболее кальциевый плагиоклаз и наиболее магнезиальный оливин характерны для аллювалитовых (оливин-плагиоклазовых) разностей, тогда как эвкриты и амфиболовые эвкриты отличаются наиболее натриевым плагиоклазом и железистым оливином [Baker, 1968b; Lewis, 1973a, b; Селянгин, 1979].

При наличии в пределах одного вулкана разнообразных по минеральным ассоциациям включений (наиболее типичный вариант для анортитсодержащих включений в кислой пирокластике) вариации составов главных минералов включений почти столь же широки, как и для всех включений из разных регионов. Правда, это становится очевидным только при достаточно большом объеме аналитического материала (например, см. табл. 7, данные для вулкана Ксудач).

На примере Курило-Камчатского региона ранее [Волынец и др., 1975; Волынец, Колосков и др., 1977; Волынец, Щека, Дубик, 1978] было показано, что состав минералов включений и содержание в них редких элементов в целом близки к таковым минералов-вкрапленников низкокалиевых базальтов, т. е. базальтов, развитых на вулканах, где такие включения проявлены. Хотя плагиоклазы базальтов несколько обогащены Na, K и Pb, а оливины и клинопироксены — Mg, Ni и Cr по сравнению с соответствующими минералами включений, сходство тех и других очевидно (табл. 8). Сказанное можно проиллюстрировать на примере величины Ni/Co отношения в сосуществующих оливинах и клинопироксенах из низкокалиевых базальтов Восточной Камчатки, из



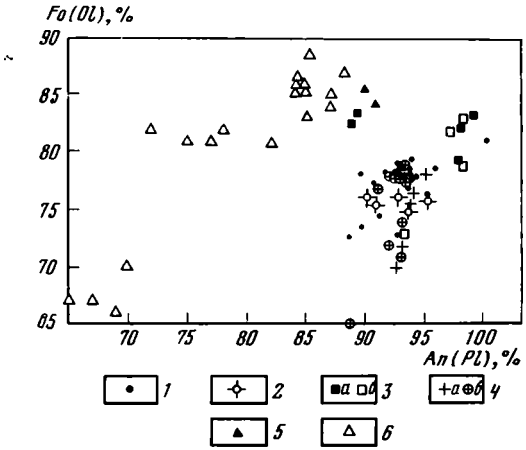


Рис. 5. Соотношение Ni/Co в сосуществующих оливинах и клинопироксенах из камчатских лав и анортитсодержащих включений

1 — анортитсодержащие включения; *2* — низкокалиевые базальты Восточной Камчатки; *3* — известково-щелочные базальты Центрально-Камчатской депрессии (по О. Н. Волынцу и И. Т. Кирсанову)

Рис. 6. Соотношение составов сосуществующих оливинов и плагиоклазов из анортитсодержащих включений и расслоенных интрузий

1—5 — анортитсодержащие включения в породах районов: *1* — Камчатка, *2* — Курильские острова, *3* — Япония (на основании: *а* — химических анализов, *б* — оптических данных), *4* — Малые Антильские острова (на основании: *а* — химических анализов, *б* — оптических данных), *5* — Шотландия, о-в Скай; *6* — расслоенные интрузии Рам, Куиллин, Каналагули, Кервен, Скергаард по Л. Уэйджеру и Г. Брауну [1970]

включений в них и из известково-щелочных базальтов Центрально-Камчатской депрессии (рис. 5). Поле фигуративных точек минералов включений и низкокалиевых базальтов практически едино и резко обособлено от поля фигуративных точек минералов известково-щелочных базальтов. Отмеченное сходство подчеркивается также синхронным изменением содержаний Sr и величины Ca/Sr в плагиоклазах включений, вкрапленников из базальтов и в валовых составах базальтов различных вулканов этого региона (табл. 9).

Таблица 9

Содержание Sr (в г/т) и величина Ca/Sr в базальтах и минералах некоторых вулканов Курило-Камчатской зоны

Вулкан	Валовой состав пород		Плагиоклаз базальтов			Плагиоклаз включений и мегакристов		
	Sr	Ca/Sr	*n*	Sr	Ca/Sr	*n*	Sr	Ca/Sr
Головнина	—	—	2	330	360	1	315	422
Кихпиныч	275	240	—	—	—	4	450	300
Ксудач	—	—	2	450	290	3	500	255
Ильинский, Желтовский	310	250	2	490	280	4	530	250
Малый Семячик	360	215	7	570	225	2	610	210
Мутновская Сопка	425	180	1	715	190	3	690	190
Аланд	635	115	3	1095	110	1	995	135

Ранее указывалось, что по уровню содержания редких элементов минералы включений заметно отличаются от близких по валовому составу минералов из расслоенных интрузий и толеитовых габброидов [Волынец, Щека, Дубик, 1978]. Кроме того, в отличие от расслоенных интрузий включения характеризуются более кальциевым составом плагиоклаза, ассоциирующего с обычным для включений оливином Fo_{70-83} (рис. 6) [Lewis, 1973b].

Ассоциации анортитсодержащих включений с другими типами включений

Как правило, анортитсодержащие включения ассоциируют с более кремнеземистыми типами включений, отвечающими по составу оливиновым габбро, габбро-норитам, кварцевым габбро и даже более кремнеземистым разностям, вплоть до кварцевых диоритов, тоналитов, а иногда и натриевых гранитов (табл. 10) [Fleet, 1908; Baker, 1968b; Селянгин, 1974; Волынец, Щека, Дубик, 1978; и др.].

Для этой серии пород характерно одновременное присутствие в одном образце большого числа минеральных видов с широко проявленными реакционными взаимоотношениями между минералами. Так, в кварцевых габбро и габбро-диоритах среди темноцветных минералов нередко присутствуют все минералы боуэновского ряда — от оливина через клино- и ортопироксены до амфибола и биотита. Среди пироксенов обычны пижониты и субкальциевые авгиты со структурами распада. Плагиоклазы таких включений отличаются интенсивной зональностью, причем состав их может изменяться от анортита или кальциевого битовнита в ядрах до натрового олигоклаза по периферии. Завершается процесс кристаллизации подобных габброидов образованием интерстициального кварца и щелочного полевого шпата, нередко слагающих микропегматитовые сростки. Иногда в интерстициях вместо микропегматитового материала сохраняется кислое стекло.

Наиболее основные члены этой серии пород по химическому и минеральному составу образуют переходы к анортитовым включениям. Так, К. Аоки и Х. Куно [Aoki, Kuno, 1973] среди включений с вулканов Осима и Хаконе (район Идзу-Хаконе в Японии) описали включения оливиновых габбро, содержащих 44,3—44,8% SiO_2 и состоящих из крупных (5—6 мм) кристаллов плагиоклаза (An_{84-96}), оливина (Fo_{24}) и авгита ($Wo_{43}En_{45}Fs_{12}$), сцементированных небольшим количеством более мелких зерен более натриевого плагиоклаза, авгита, бронзита (Fs_{25}) и оливина. И хотя в более кремнеземистых разностях (диоритах, кварцевых диоритах) оливин и авгит становятся намного более железистыми, наличие в ядрах кристаллов высококальциевого плагиоклаза дает основание связывать все включения этой серии в единый с анортитсодержащими разностями ряд.

Ассоциации анортитсодержащих включений с ультраосновными голомеланократовыми разностями встречаются очень редко и, насколько известно авторам, наблюдались только в двух случаях. Ю. М. Дубик на вулкане Ксудач (Камчатка) наряду с многочисленными анортитсодержащими включениями встретил несколько обломков пироксенитов, которые, судя по степени изменения, могут быть ксенолитами пород фундамента. По данным Ф. Ш. Кутыева [Кутыев, Шарапов, 1979], на вулкане Кроноцкая Сопка (Камчатка) анортитовые габроиды встречаются совместно с многочисленными и разнообразными включениями гипербазитового состава.

На вулканах, где амфибол встречается во вкрапленниках лав и пирокластике, он обычен также и в анортитсодержащих включениях, при-

Таблица 10

Химический состав (в вес. %) анортитсодержащих и ассоциирующих с ними включений в лавах некоторых вулканов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	43,52	44,32	42,40	45,70	46,40	47,46	53,82	57,93	60,50	63,23	42,40	42,80	51,42	52,31	60,92	62,00	63,40	42,12	50,10
TiO_2	0,10	0,12	Не опр.	0,25	0,33	0,55	0,89	1,01	0,90	0,66	1,14	1,17	0,84	0,78	0,76	0,80	0,77	0,93	0,76
Al_2O_3	34,10	24,81	24,19	20,00	23,19	18,65	18,22	16,89	15,56	15,60	18,58	16,86	16,32	16,19	15,43	14,78	15,21	25,47	18,90
Fe_2O_3	0,62	0,45	1,99	2,17	2,44	2,83	3,45	6,06*	5,66	4,60	16,29*	8,72	6,39	12,12*	3,22	3,56	2,68	4,23	3,80
FeO	1,00	7,64	5,45	3,87	4,14	5,83	5,17	Не опр.	2,24	1,21	Не опр.	7,87	6,58	Не опр.	5,35	4,77	5,00	5,62	5,44
MnO	0,18	0,05	0,13	0,11	0,10	0,16	0,13	»	0,22	0,11	0,22	0,19	0,18	0,22	0,16	0,18	0,13	0,03	0,19
MgO	0,04	8,49	12,04	10,21	6,44	9,45	4,20	4,33	2,42	2,30	7,23	6,28	5,21	6,23	2,92	2,59	2,30	5,28	6,00
CaO	18,02	12,43	12,48	16,60	14,42	11,68	9,57	7,31	5,68	5,57	12,68	13,64	9,72	9,41	6,94	6,94	6,76	14,34	11,43
Na_2O	0,86	1,05	0,77	0,89	1,68	2,07	2,85	3,61	3,93	3,99	1,42	1,18	2,25	2,69	2,77	2,64	3,03	1,33	2,96
K_2O	0,12	0,24	0,15	0,24	0,48	0,62	0,96	1,11	1,38	2,03	0,02	0,16	0,24	0,16	0,59	0,63	0,65	0,11	0,31
P_2O_5	0,05	0,10	0,06	0,05	0,17	0,18	0,20	0,34	0,35	0,30	Не опр.	0,13	0,12	Не опр.	0,13	0,09	0,14	0,01	0,06
H_2O^+	0,03	0,18	0,36	0,27	0,15	0,24	0,35	Не опр.	0,63	0,32	»	0,09	0,45	0,48	0,68	1,23	0,43	0,23	0,48
H_2O^-	0,22	0,10	0,24	0,14	—	0,18	0,32	»	0,20	0,18	»	0,41	0,30		0,16	Нет	0,04	0,03	0,01
Сумма	99,86	99,84	100,26	100,41	99,94	100,20	100,16	99,95	99,70	100,13	99,98	99,50	100,02	100,52	100,08	100,21	100,54	99,73	100,44

* В анализах 8, 11, 14 общее содержание Fe дано в виде Fe_2O_3.

Примечание. 1—10 — включения с вулкана Малый Семячик (Камчатка): 1 — анортитит, 2, 3 — алливалит, 4 — эвкрит, 5 — биотитовое габбро, 6 — оливиновое габбро, 7 — габбро-диорит, 8 — диорит, 9 — кварцевый диорит, 10 — гранодиорит; 11—17 — включения из кальдеры Головнина, о-в Кунашир, Курильские острова: 11, 12 — эвкрит, 13, 14 — кварцевое габбро, 15, 16 — кварцевый диорит, 17 — тоналит; 18, 19 — включения с вулкана Митмисери, о-в Сан-Киттс, Малые Антильские острова: 18 — амфиболовый эвкрит, 19 — кварцевое габбро. Анализы по данным: 1, 3, 4, 6, 7 — О. Б. Селянгина [1974, 1979], 2 — Ю. П. Масуренкова [1979], 5 — Ф. Ш. Кутыева [Кутыев, Шарапов, 1979], 8—17 — О. Н. Волынца; 18, 19 — П. Бейкера [Baker, 1968b].

Таблица 11

Химический состав (в вес.%) низкокремнеземистых амфиболовых габбро из включений в вулканитах Камчатки и Японии

Компонент	1		2		3	4		
	Шаг по S							
	10—30	>30	<10	10—30	10—30	<10	10—30	>30
SiO_2	40,82	44,38	36,88	41,80	41,44	35,46	41,91	42,15
TiO_2	1,28	0,71	3,22	0,93	1,51	2,71	1,06	0,54
Al_2O_3	19,51	22,57	12,41	18,44	20,16	18,89	19,54	27,92
Fe_2O_3	7,46	3,10	15,30	9,51	5,38	13,07	5,60	4,84
FeO	5,84	3,48	11,78	5,76	5,81	10,04	6,19	3,37
FeO′	12,70	6,27	25,55	14,18	10,65	21,80	11,23	7,73
MnO	0,16	0,10	0,23	0,13	0,14	0,19	0,14	0,11
MgO	7,95	6,38	6,74	7,85	7,62	5,60	9,03	2,59
CaO	13,95	16,17	11,69	12,44	13,41	10,22	13,96	15,22
Na_2O	1,86	1,84	1,26	2,18	1,57	1,73	1,07	1,38
K_2O	0,21	0,36	0,36	0,46	0,43	0,29	0,28	0,20
P_2O_5	0,18	0,57	0,23	0,12	0,15	0,01	0,05	0,71
H_2O^+	0,24	0,33	0,23	0,86	0,36	1,04	1,21	0,66
H_2O^-	0,18	0,14	—		0,85	0,52	0,52	0,28
Сумма	99,64	100,13	100,33	100,48	99,99	99,71	100,21	99,97
n	1	1	1	5	8	1	3	1
S	18,8	30,9	1,1	18,6	21,5	5,2	20,4	31,2

Примечание. Породы из районов: 1, 2 — Камчатка (1 — Авачинская Сопка, 2 — вулканы Центрально-Камчатской депрессии); 3, 4 — северо-восточная Япония (3 — район Фосса-Магна, 4 — район Итиномегата).

1—4 — включения: 1 — в низкокалиевых андезитах и андезито-базальтах, 2, 3 — в известково-щелочных андезитах, 4 — в щелочных базальтах.

Анализы по данным: 1, 2 — В. А. Ермакова с соавторами [1978] и О. Н. Волынца; 3 — Т. Ямасаки с соавторами [Yamazaki et al., 1966] и Х. Такешита, Ю. Одэи [Takeshita, Oji, 1968], 4 — К. Аоки [Aoki, 1971] и Х. Куно [Kuno, 1967].

FeO′ — общее содержание Fe в виде FeO.

чем присутствуют все переходные разности от алливалитов до амфиболовых эвкритов (габбро). Значительно чаще низкокремнистые амфиболовые габбро встречаются в ассоциации не с оливин-клинопироксен-анортитовыми включениями, а с включениями горнблендитов, амфиболитов и разнообразных ультраосновных пород. Габброиды отличаются широкими вариациями содержания амфибола и плагиоклаза, так что имеют место постепенные переходы, с одной стороны, к горнблендитам, а с другой — к лейкогаббро и габбро-анортозитам (табл. 11).

Будучи весьма близкими к анортитсодержащим включениям по низкому содержанию кремнезема (44—45% SiO_2) и составу амфибола (характерна высокая глиноземистость и пониженная железистость), амфиболовые габбро отличаются от анортитсодержащих включений менее кальциевым составом плагиоклаза (битовниты, реже битовнит-анортиты), более высоким содержанием щелочей, титана (рис. 7), меньшим глинозема (см. рис. 3) при более высоком в целом значении коэффициента агпаитности и более высокой железистости (см. рис. 7).

Сходные по составу низкокремнеземистые амфиболовые габбро могут проявляться в связи с вулканитами разной щелочности. Так, они изучались нами на Камчатке в низкокалиевых андезитах и андезито-

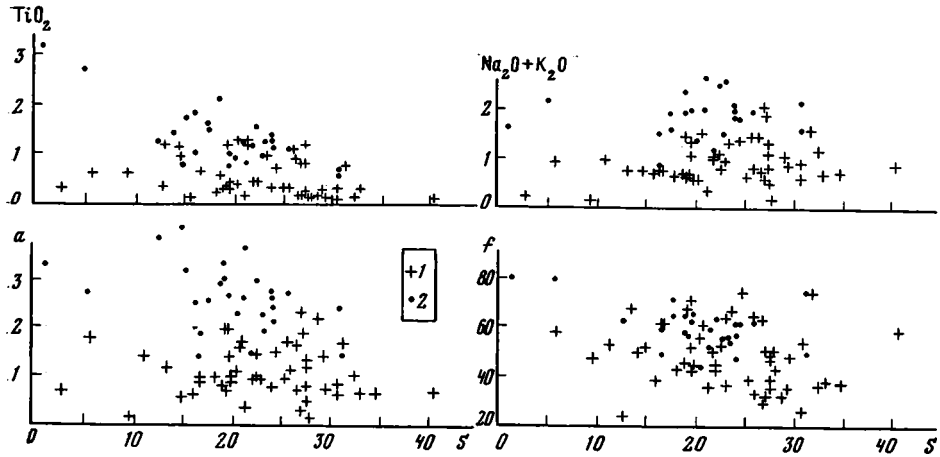


Рис. 7. Зависимость содержаний TiO_2, (Na_2O+K_2O), величины коэффициентов агпаитности (a) и железистости (f) от S

1 — анортитсодержащие включения; *2* — включения амфиболовых габбро. $S=SiO_2-(FeO+0{,}9\ Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2)$;

$a=\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}\cdot 100\%$; $f=\frac{FeO+0{,}9Fe_2O_3}{FeO+0{,}9Fe_2O_3+MgO}\cdot 100\%$. Коэффициенты вычислены в вес.% окислов

базальтах Авачинской Сопки и в известково-щелочных андезитах Шивелуча, а В. А. Ермаковым [Ермаков и др., 1978], кроме того, в известково-щелочных андезитах и андезито-базальтах вулканов Безымянного и Удиных Сопок. В Японии они известны в известково-щелочных вулканитах зоны Фосса-Магна [Yamazaki et al., 1966; Takeshita, Oji, 1968] и в щелочных базальтах западного побережья о-ва Хонсю [Aoki, 1971]. При этом если на Камчатке включения в низкокалиевых породах отличаются от включений в известково-щелочных лавах меньшим содержанием K, более высоким Na/K отношением и более кальциевым плагиоклазом, то в Японии этого не наблюдается (см. табл. 11).

Сравнение и сопоставление

Породы, сходные по составу с анортитсодержащими включениями в вулканитах островных дуг, среди интрузивных образований Земли встречаются редко. Анортозитовые комплексы, даже в случае базальтовых средних составов, отличаются от включений присутствием заметно более натрового плагиоклаза и большей кремнеземистостью [Богатиков, Биркис, 1974; Богатиков, 1976]. Об отличиях в составах анортитсодержащих включений и пород расслоенных комплексов основного состава уже говорилось выше (иное соотношение составов плагиоклазов и оливинов, различия в содержании Ca и Ni в оливинах и т. д.).

Однако интрузивные аналоги включений все же имеются. Так, И. М. Волохов и В. М. Иванов [1963] описали в пределах Западного Саяна массив горы Большой Аталык (кембрийского возраста), породы которого чрезвычайно сходны с анортитсодержащими включениями и по валовому химическому составу, и по составу минералов, и по их парагенезисам (табл. 12, рис. 8). В массиве выделено три слоя с постепенными переходами одного в другой: нижний — алливалитовый, мощностью 300—350 м, средний — эвкритовый, мощностью 250—300 м, верхний — габбро-норитовый, мощностью около 150 м. Алливалиты на 70—

Таблица 12

Химический состав (в вес. %) пород интрузивного массива Большой Аталык, Западный Саян, по И. М. Волохову, В. М. Иванову [1963]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	40,73	42,38	38,90	40,61	42,40	40,10	43,26
TiO_2	0,23	0,03	0,65	1,07	0,62	0,60	0,40
Al_2O_3	25,28	29,01	21,33	19,34	21,45	26,66	23,98
Fe_2O_3	4,60	1,50	7,61	6,52	5,75	5,38	5,65
FeO	5,83	3,75	7,46	7,50	7,01	5,47	5,76
MnO	0,12	0,50	0,15	0,22	0,16	0,11	0,19
MgO	7,14	6,44	7,17	6,26	6,45	4,40	5,76
CaO	13,31	15,00	14,24	14,89	12,71	12,96	13,25
Na_2O	0,68	0,07	0,52	0,86	0,62	0,78	0,72
K_2O	Нет	Нет	Нет	0,14	0,05	0,04	Нет
H_2O	0,06	0,20	0,08	0,12	0,14	0,12	0,11
P_2O_5	0,015	0,09	0,004	0,13	0,004	—	0,09
П. п. п.	1,46	—	1,60	—	1,68	1,95	0,86
Сумма	99,46	98,97	99,74	99,66	99,64	98,57	100,03

Примечание. 1, 2 — алливалит; 3, 4 — оливиновый эвкрит; 5, 6 — оливиновый габбро-норит; 7 — оливиновый норит.

75% состоят из высококальциевого плагиоклаза (An_{93-98}), ассоциирующего с 25—30% оливина (Fo_{73-77}) и небольшим (3%) количеством рудного минерала. Эвкриты содержат 40—60% плагиоклаза (An_{90-97}), 25—40% клинопироксена (Fs_{10-11}) и 10—13% оливина (Fo_{71-75}); нориты и габбро-нориты — 60—65% плагиоклаза (An_{90-95}), 10—20% оливина (Fo_{68-72}), 5—8% рудного минерала и переменное количество ортопироксена (En_{78-81}) и клинопироксена (Fs_{11-14}).

Сходные составы минералов наблюдались и в соответствующих типах пород включений, а на диаграмме составов сосуществующих оливина и плагиоклаза (см. рис. 8) фигуративные точки пород массива ложатся в поле анортитсодержащих включений.

Несмотря на наличие в породах массива грубой слоистости, И. М. Волохов и В. М. Иванов [1963] специально подчеркивают (с. 33) слабое развитие директивных структур, а также то обстоятельство, что «элементы расслоенности при визуальных наблюдениях практически не устанавливаются и выявляются лишь... при массовой петрографической обработке каменной коллекции под микроскопом» (с. 34).

Вместе с тем авторы рассматривают массив Большого Аталыка как составую часть расслоенного комплекса и объединяют его с расположенным вблизи массивом горы Малый Аталык, сложенным на 70% верлитами, а также оливиновыми эвкритами и переходными между ними разностями. При этом, однако, сами авторы указывают, что «прямых доказательств непосредственной связи между этими массивами нет» (с. 34).

И. М. Волохов и В. М. Иванов полагают, что массивы Большого и Малого Аталыка вместе с другими массивами этой части Западного Саяна объединяются в составе единого габбро-перидотито-дунитового комплекса, все разнообразие пород которого связано с дифференциаци-

ей единой исходной магмы базальтового состава. Однако вывод этот не бесспорен. Во всяком случае, характер соотношения составов оливинов и плагиоклазов в других массивах комплекса, судя по единичным данным, приводимым в цитированной работе, иной, чем для массива горы Большой Аталык (см. рис. 8).

Близкие по составу к анортитсодержащим включениям интрузивные породы были описаны также Ф. С. Миллером [Miller, 1937] как габброиды массива Сан-Маркос в составе Южно-Калифорнийского батолита (табл. 13). Согласно его данным, среди габброидов Сан-Маркос выделяется серия бедных и богатых амфиболом пород, причем в каждой серии отмечаются высококальциевые разности. В первой серии это оливинсодержащие породы (троктолиты, оливиновые нориты, оливиновые

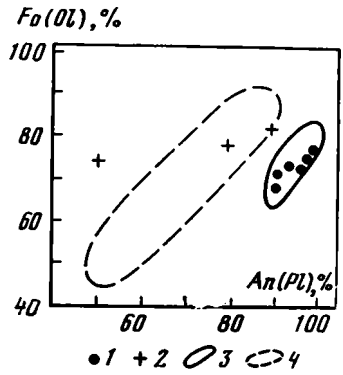


Рис. 8. Соотношение составов сосуществующих оливинов и плагиоклазов в породах лысогорского комплекса по И. М. Волохову и В. М. Иванову [1963]

1, 2 — породы массивов:
1 — Большой Аталык,
2 — Лысогорского;
3, 4 — поля составов сосуществующих оливинов и плагиоклазов:
3 — анортитсодержащих включений по данным рис. 6.
4 — расслоенных интрузий

габбро, анортозиты), в составе которых присутствует высококальциевый плагиоклаз (An_{90-95}) в ассоциации с железистым оливином (Fo_{69-75}). Во второй серии это кальциевые низкокремнеземистые амфиболовые габбро, плагиоклаз которых отвечает битовнит-анортиту (An_{85-93}). В оливинсодержащих породах плагиоклаз незонален и однороден по составу, в амфиболовых проявляется слабая зональность. В более кремнеземистых габброидах (нориты, гиперстеновые габбро) высококальциевый плагиоклаз (An_{87-90}) сохраняется в ядрах крупных кристаллов, где он окружен широкими зонами заметно более натриевого состава (An_{60-70}), соответствующими по составу плагиоклазу обычных по размерам зерен.

Несмотря на присутствие в составе массива Сан-Маркос наряду с низкокремнеземистыми габброидами габброидов с умеренным содержанием кремнезема и даже более кислых пород, содержащих до 56—59% SiO_2, средневзвешенный состав комплекса, по Ф. С. Миллеру, отвечает низкокалиевому базальту с высоким содержанием глинозема и извести, весьма близкому к низкокалиевым глиноземистым базальтам островных дуг (см. табл. 13). При этом вся серия пород комплекса рассматривается Ф. С. Миллером как продукт дифференциации единой высокоглиноземистой магмы.

Отметим, что приводимые Миллером составы отдельных пород массива хорошо согласуются с составами различных типов включений, обычно ассоциирующих с анортитсодержащими включениями, Так, оливинсодержащие разности габброидов Сан-Маркос отвечают самим анортитсодержащим включениям, кальциевые амфиболовые габбро — амфиболсодержащим анортитовым включениям, нориты и гиперстеновые габбро — включениям оливиновых габбро, габбро-норитов и кварцевых габбро, кварц-биотитовые нориты и габбро — включениям диоритов (см. табл. 10 и 13).

Таблица 13

Химический состав (в вес. %) габброидов Сан-Маркос, Калифорния, по Ф. С. Миллеру [Miller, 1937]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	42,86	48,16	52,12	47,22	56,52	58,68	49,50
TiO_2	0,18	0,76	0,33	1,60	1,06	0,68	0,60
Al_2O_3	24,94	19,66	20,88	18,18	17,44	17,32	21,40
Fe_2O_3	2,13	1,53	0,34	6,14	1,70	1,36	1,70
FeO	6,14	5,06	6,52	7,80	6,44	5,06	6,00
MnO	0,06	0,14	0,09	0,18	0,06	0,08	0,10
MgO	9,28	7,59	6,90	4,93	4,65	4,46	6,90
CaO	13,08	13,46	10,14	10,46	7,92	7,52	10,80
Na_2O	0,76	1,88	2,40	2,74	3,30	2,96	2,10
K_2O	0,09	0,31	0,25	0,13	0,76	1,20	0,37
H_2O	0,78	1,48	0,22	0,46	0,32	0,67	0,66
P_2O_5	—	0,11	—	—	0,16	0,06	0,04
S	0,03	0,08	—	0,16	0,01	0,02	0,04
Сумма	100,33	100,22	100,19	100,00	100,34	100,07	100,21

Примечание. 1 — оливиновый норит; 2 — амфиболитовый габбро-норит; 3, 4 — норит; 5 — кварц-биотитовое габбро; 6 — кварц-биотит-амфиболовое габбро; 7 — средневзвешенный по площади состав пород массива.

Наконец, валовые составы анортитсодержащих включений, а также составы их главных минералов (плагиоклаза и оливина) весьма сходны с составами пород и минералов анортозит-норит-троктолитового комплекса лунных материков. Подробно этот вопрос рассмотрен в конце настоящей статьи, после обсуждения генезиса включений.

Проблема генезиса включений

Относительно происхождения анортитсодержащих включений существуют, по крайней мере, две противоположные точки зрения: первая — включения представляют собой продукты протокристаллизации низкокалиевой базальтовой магмы с высоким содержанием глинозема и извести [Lacrois, 1904, 1949; Wager, 1962; Baker, 1968b; Дубик, 1969; Богоявленская, Эрлих, 1969; Щека и др., 1970; Lewis, 1973a, b; Селянгин, 1974, 1979; Эрлих, Кутыев, 1975; Donaldson, 1977; Волынец, Щека, Дубик, 1978; Щека и др., 1978; и др.]; вторая — включения являются ксенолитами пород нижней коры [Масуренков, 1974, 1979; Ермаков и др., 1978; Кутыев, Шарапов, 1979], или верхов верхней мантии [Соболев и др., 1975], или переходного между корой и мантией слоя [Федорченко, Родионова, 1975; Федорченко, 1978].

Первая точка зрения, которой придерживаются и авторы, основывается на следующих наблюдениях: 1) сходство составов минералов включений с составами минералов-вкрапленников низкокалиевых базальтов; 2) сходные особенности распределения элементов в сосуществующих минералах включений и базальтов; 3) наличие прямой зависимости между содержаниями элементов-примесей в минералах включений, минералах-вкрапленниках базальтов и валовых составах базальтов; 4) присутствие во многих включениях интерстиционного шлаковидного

базальтового материала, даже когда включения встречены в породах среднего или кислого состава; 5) повсеместность распространения рыхлых текстур отдельных обломков и наличие включений с радиально-концентрическими структурами; 6) массовое появление включений на поздних стадиях деятельности вулканов в связи с мощными эксплозиями, формирующими толщи агломератов, пемз и лав среднего и кислого состава; 7) наличие всех переходов от единичных крупных хорошо образованных кристаллов анортита и оливина через мелкие обломки размером 1—3 см до глыб диаметром 0,5—1 м.

При этом предполагается, что кристаллизация минералов включений и мегакристов происходит на малых глубинах в промежуточных очагах и на стенках вулканических каналов (хотя конкретные оценки глубин расходятся по мнению К. Х. Дональдсона [Donaldson, 1977] менее чем на 4 км, а по мнению Ж. Ф. Льюиса [Lewis, 1973a, b] — примерно на 6 км) при высоких температурах и при активном участии газовой фазы.

Широкое распространение анортитсодержащих включений в вулканитах островных дуг и сходство их состава для разных регионов не позволяют и сторонникам концепции ксеногенной природы включений рассматривать их как случайные. Обычно предполагается, что включения являются захваченными реликтами субстрата, где генерируются магмы. Эта точка зрения опирается на следующие наблюдения и соображения.

1. Анализ текстур включений [Кутыев, Шарапов, 1979], свидетельствующий, с одной стороны, о широком развитии пегматоидных и друзовых разностей с крупными порами и занорышами, на стенках которых нередко растут мелкие хорошо ограненные кристаллы, а с другой — о наличии катаклазированных разностей. К последнему можно добавить еще наличие двойников давления в оливинах и анортитах, а также трещиноватости в этих минералах. При этом присутствие катаклазированных разностей включений рассматривается как свидетельство стрессовых деформаций, а друзовые и пегматоидные текстуры включений — как доказательство твердофазовых метасоматических преобразований первичного базитового вещества в глубинах Земли, поскольку такие текстуры считают нехарактерными для интрузивных габброидов.

2. Присутствие анортита (и реже хризолитового оливина) в виде крупных вкрапленников не только в базальтах, но и в более кислых разностях пород, вплоть до дацитов (и, возможно, липаритов). Наличие резкого градиента составов между незональными ядрами таких плагиоклазов и окружающими их тонкими внешними зонами [Масуренков, 1979; Кутыев, Шарапов, 1979].

3. Представление о том, что плагиоклаз анортитового состава не может кристаллизоваться из базальтовых расплавов, являясь «запредельным», судя по диаграмме *Ab—An*, для большинства базальтовых систем [Масуренков, 1974, 1979]. При этом предполагается, что состав нормативного плагиоклаза соответствующих базальтов менее кальциевый, чем An_{63-65}, иначе кристаллизация анортита из базальтов невозможна.

Согласно этой точке зрения «неоднороднозернистые макропористые базитовые включения[1] ...являются продуктами перекристаллизации милонитизированных базитовых пород нижней коры Земли в зонах глубинных разломов... под воздействием горячих глубинных флюидов» [Кутыев, Шарапов, 1979, с. 157]. Предполагается что при метаморфиз-

[1] Под этим термином понимаются породы оливин-анортитового, диопсид-анортитового и подобного состава [Кутыев, Шарапов, 1979, с. 183].

ме первичных пород происходит частичная базификация их. «При плавлении таких метаморфизованных пород образуются высокоглиноземистые анортитовые базальтоидные расплавы» (там же, с. 183).

По мнению Ю. П. Масуренкова [1974, 1979], в глубинных зонах земной коры плавятся не оливин- и (или) клинопироксен-анортитовые породы, а породы состава амфиболового габбро. При частичном плавлении таких пород происходит разложение амфибола с образованием анортита, форстерита, энстатита и воды, а при выносе обогащенной натрием легкоплавкой жидкой фазы — образование анортитсодержащих парагенезисов, соответствующих составу включений.

Согласно представлениям В. А. Ермакова [Ермаков и др., 1978], низкокремнеземистые амфиболовые габбро, напротив, являются продуктами амфиболизации оливин- и клинопироксен-анортитовых пород на глубинах 25 км в условиях привноса воды, натрия, железа и титана.

Анортитсодержащие включения в пределах Камчатки встречены только на вулканах Южной и Восточной вуланических зон, где проявлены глиноземистые низкокалиевые базальты, и до сих пор не обнаружены в вулканических зонах Центрально-Камчатской депрессии и Срединного хребта, где неизвестны и низкокалиевые базальты. Вместо анортитсодержащих включений в двух последних зонах развиты включения низкокремнеземистых габбро с битовнитом (или лабрадором) при преобладающей роли умеренно кремнеземистых габбро с лабрадор-битовнитом. Во всех остальных регионах, где были встречены оливин-клинопироксен-анортитовые включения, они также приурочены к зонам, где присутствуют низкокалиевые базальты. Однако это обстоятельство позволяет предполагать связь анортитсодержащих включений с определенным типом магм.

При кристаллизации глиноземистой базальтовой магмы плагиоклаз является близликвидусной фазой, причем, чем больше кальция и меньше щелочей содержит расплав, тем более анортитовым будет ранний плагиоклаз. Габброидные включения в вулканитах островных дуг в целом заметно обогащены глиноземом по сравнению с содержащими их лавами. Это касается не только ассоциации глиноземистый низкокалиевый базальт — анортитсодержащие включения, но и ассоциации глиноземистый базальт умеренной щелочности — включения битовнит-лабрадоровых габбро. С точки зрения аккумулятивного происхождения большинства габброидных включений такая разница в составах вулканит — включение непротиворечива. Получает объяснение и разница в составах плагиоклазов из габброидных включений в низкощелочных (с высоким содержанием глинозема и кальция) базальтах внешних зон островных дуг и в базальтах внутренних частей дуг, содержащих в целом больше щелочей, но меньше глинозема и кальция.

Данные о связи составов включений с определенным типом магм, если интерпретировать их с точки зрения реликтового генезиса включений, могут, по-видимому, быть поняты только при условии предположения о быстрой смене состава магмогенерирующего субстрата вкрест простирания островных дуг и, следовательно, признания локального развития оливин-(и клинопироксен-)анортитовых парагенезисов в нижней части земной коры (или в верхах верхней мантии). Однако анортитсодержащие включения и мегакристы анортита были встречены и не в островодужной обстановке, на о-ве Скай (Шотландия), но опять в ассоциации с низкощелочными высококальциевыми базальтами [Donaldson, 1977].

Необходимо высказать еще несколько критических замечаний в адрес гипотезы о ксеногенно-реликтовом происхождении анортитсодержащих включений.

Утверждение, что анортит не может кристаллизоваться из базальтовых магм, со ссылкой на диаграмму *Ab—An* далеко не бесспорно. Природные системы сложнее, чем исследованные экспериментально, а наличие флюидов может заметно смещать положение линий ликвидуса — солидуса. К тому же базальты с нормативным составом плагиоклаза более кальциевым, чем An_{63}, не такая уж редкость. К ним относится большинство глиноземистых низкокалиевых базальтов, развитых во внешних зонах вулканических дуг (см. табл. 2). По данным В. Мэнсона и М. Принца [Manson, Prinz, 1965], изучивших составы нормативного плагиоклаза для 2000 анализов базальтов, на кривой распределения установлено два максимума составов — An_{53} и An_{62}. Наконец, наличие микрофенокристов An_{90-95} показано прямыми наблюдениями в молодых потоках низкощелочных высококальциевых базальтов о-ва Скай [Donaldson, 1977]. Анортитовые плагиоклазы несомненно магматического происхождения обнаружены и в составе интрузивных пород некоторых массивов, образовавшихся за счет дифференциации базальтовой магмы.

Реакция разложения амфибола при частичном плавлении амфиболовых габбро теоретически возможна, однако требует удаления с жидкой фракцией не только щелочей, но и Ti, поскольку содержание Ti в реальных амфиболах намного выше, чем в продуктах реакции, равно как оно заметно выше во включениях низкокремнеземистых амфиболовых габбро по сравнению с оливин-клинопироксен-анортитовыми включениями. Если высокая подвижность щелочей не позволяет оспаривать предложенный механизм, то крайняя инертность Ti при различных метасоматических процессах давно известна [Коржинский, 1955], что свидетельствует против предложенной гипотезы. Следует добавить, что в тех случаях, когда амфибол встречается во включениях совместно с анортитом, оливином и клинопироксеном [Lewis, 1973a, b; Baker, 1968b; Rea, 1974], он не обнаруживает следов замещения, а выступает в качестве позднего магматического минерала, цементирующего более ранние выделения перечисленных минералов.

Присутствие крупных кристаллов анортита в породах более кислых, чем базальт, не противоречит гипотезе о кристаллизации их в вулканических каналах и периферических очагах из базальтовой магмы с последующим выносом их сильновзрывчатой магмой среднего и кислого состава. Следует, вероятно, полагать, что даже в случае базальтов мегакристы, включения и содержащие их лавы не являются родственными (в том смысле, что образовались из того объема расплава, который вынес их на поверхность), а связаны через более глубинные зоны вулканической постройки [Селянгин, 1974, 1979; Donaldson, 1977]. Именно этим обстоятельством, а также резкими изменениями *PT*-условий при подъеме магмы на поверхность может быть обусловлено наличие резкого разрыва в составах ядер и внешних зон мегакристов и вкрапленников плагиоклаза.

Катаклаз включений и минералов их может быть связан с динамическими нагрузками при отрыве их от стенок вулканических каналов [Donaldson, 1977], а пегматоидные и друзовые текстуры включений — с весьма значительной ролью газовой фазы при кристаллизации включений. Высокой ролью летучих могут быть обусловлены и упомянутые выше поры с выросшими на их стенках мелкими хорошо образованными кристаллами. Такие занорыши характерны не только для анортитсодержащих включений, но и встречаются во включениях диоритов — тоналитов, развитых на тех же вулканах [Волынец, Богоявленская, Пополитов, 1978].

Изложенные противоречия не позволяют принять гипотезу о ксеногенно-реликтовом происхождении анортитсодержащих включений. По мнению авторов, точка зрения о родственном лавам происхождении включений более обоснованна и более согласуется с фактическим материалом. Габбро-анортозитовые включения в вулканитах островных дуг не являются свидетельством существования в глубинах Земли габбро-анортозитового слоя, однако способ формирования включений представляет возможную модель образования пород, сходных с породами лунных материков (серии *ANT*), за счет магмы глиноземистого и известковистого низкокалиевого базальта.

Сопоставление островодужной ассоциации высокоглиноземистые низкокалиевые базальты — оливин-анортитовые включения с материковыми породами Луны

Из изложенного выше достаточно определенно выявляется часто наблюдаемая в природе связь низкокалиевых высокоглиноземистых и высококальциевых базальтов с оливин-анортитовыми образованиями, являющимися ранними кристаллизатами магм указанного состава. Эта ассоциация настолько устойчива в островодужных вулканических и приповерхностных интрузивных образованиях четко фиксированного состава, что по смыслу, вероятно, отвечает формации.

Сравнение валовых химических составов, петрохимических и геохимических особенностей земных и лунных анортозитов серии *ANT* [Богатиков, Биркис, 1974; Вуд, 1975; Богатиков, 1976] показало (и в этом практически все исследователи единодушны), что в формационном плане аналогов лунных материковых пород среди древнейших анортозитовых комплексов на Земле нет, тем более если сравнивать весь комплекс пород материковых районов Луны, включая серию *ANT*, низко- и среднекалиевые базальты Фра-Мауро (*LKFM*), высокоглиноземистые базальты (*VHA*) и базальты или нориты *KREEP*.

Сонахождение пород серии *ANT* с различными по химическому составу базальтами, как правило высокоглиноземистыми и низкокалиевыми, привело многих авторов [Принц и др., 1979; и др.] к мысли об их формационной сопряженности и генетическом единстве. Весь комплекс лунных материковых пород в этом случае оказывается сходным с комплексами низкокалиевых, высококальциевых и высокоглиноземистых базальтов Земли и ассоциирующих с ними оливин-анортитовых образований и мегакристов аналогичного состава. Сходство их с породами Луны уже отмечалось в литературе [Эрлих, Кутыев, 1975].

И породы серии *ANT*, и породы включений отличаются низким содержанием SiO_2 (40—45%), TiO_2 (<1%), K_2O (<0,3%) при высоком содержании Al_2O_3 (обычно более 20%) и CaO (10—20%). Плагиоклазы пород серии *ANT* имеют средний состав $An_{94,6}$, причем вариации составов в 99% случаев лежат в пределах An_{90}—An_{97} [Назаров и др., 1979]. Средний состав плагиоклазов включений — An_{92-94}, при вариациях в 93% случаев от An_{88} до An_{98}. Средний состав оливинов пород серии *ANT*—Fa_{20} (вариации Fa_5—Fa_{30}). Однако без учета шпинелевых троктолитов, оливины которых отличаются повышенной магнезиальностью (среднее содержание $Fa=14,4$), во всех остальных типах пород средний состав оливина лежит в пределах Fa_{17}—Fa_{30} (в среднем Fa_{24}) [Назаров и др., 1979]. В анортитсодержащих включениях средний состав оливина — Fa_{22-23}, при вариациях в 98% случаев от Fa_{15} до Fa_{29}.

К настоящему времени среди материковых пород Луны выделено несколько петрографических и петрохимических типов полнокристалличе-

ских и базальтовых пород. Полнокристаллические породы серии *ANT* резко преобладают в составе лунных материков и, по данным разных авторов [Принц и др., 1979; Тарасов и др., 1979; Хейс, Уолкер, 1975], разделены на несколько групп (анортозиты, норитовые и троктолитовые анортозиты, анортозитовые нориты и троктолиты, шпинелевые троктолиты), три первые из которых представляют собой непрерывную серию пород со всеми переходными разностями (табл. 14), а группа шпинелевых троктолитов, куда входят и породы, не содержащие шпинели, по минералогическим и химическим особенностям несколько отличается от них [Принц и др., 1979]. Группа анортозитовых, норитовых и троктолитовых пород наиболее широко представлена среди материковых пород Луны и в большой степени влияет на средний состав материковой коры. Весьма редко встречаются на Луне ультраосновные и гранитоидные разности, однако и те и другие весьма важны в петрологическом отношении [Барсуков и др., 1979].

Материковые базальты — высокоглиноземистые породы (*VHA*) — разделены многими исследователями [Барсуков и др., 1979; Принц и др., 1979; Тарасов и др., 1979; и др.] на группы низко- и среднекалиевых базальтов типа Фра-Мауро (*LKFM*) и на базальты, обогащенные калием, фосфором и редкими землями (*KREEP*) (см. табл. 14). Низкощелочные высокоглиноземистые базальты Луны по составу соответствуют родоначальной для кумулятивных пород серии *ANT* магме, тем более что в их составе установлены разновидности с кумулятивными структурами [Принц и др., 1979]. *KREEP*-базальты, вероятнее всего, являются производными пород серии *ANT* как результат их частичного плавления [Хаббард, Родс, 1975; Барсуков и др., 1979].

Минеральный состав лунных пород изучен весьма подробно и освещен в большом числе публикаций. Характерна оливин-ортопироксен-пижонитовая специфика темноцветных минералов; богатые Са пироксены, преимущественно авгиты и диопсиды, менее распространены и присутствуют не во всех типах пород [Принц и др., 1979]. С увеличением меланократовости пород увеличивается содержание альбитовой составляющей в плагиоклазах, в том же направлении уменьшается железистость оливинов и сокращается диапазон колебания их составов при общем увеличении количества.

В среднем для материковых пород по выделенным группам характерен следующий состав минералов [Принц и др., 1979; и др]: анортозиты (более 90% *Pl*) — An_{98}, Fo_{73}, бедный кальцием *Px* (Wo_{10}); норитовые и троктолитовые анортозиты (77,5—90% *Pl*) — An_{97}, Fo_{89}, бедный кальцием *Px* (Wo_{10}); анортозитовые нориты и троктолиты (60—77,5% *Pl*) — An_{95}, Fo_{74}, бедный кальцием $Px(Wo_5)$, богатый кальцием $Px(Wo_{32})$, ильменит; шпинелевые троктолиты — An_{96}, Fo_{83}, бедный кальцием *Px* (Wo_4), магнезиально-алюминиевая шпинель; высокоглиноземистые базальты, в том числе и *KREEP* (45—60% *Pl*) — An_{93}, Fo_{70}, бедный кальцием *Px* ($Wo_{4,5}$), богатый кальцием *Px* (Wo_{35}).

Сходство минералогического состава анортит-оливиновых включений Земли с материковыми породами Луны предопределяет и их петрохимическое сходство (см. табл. 14). При рассмотрении этой таблицы надо учесть, что в петрохимическую классификацию лунных пород В. Л. Барсукова с соавторами [1979] входят и шпинелевые троктолиты, несколько отличные по ряду признаков от единой серии *ANT* [Принц и др., 1979]. В целом же анортит-оливиновые включения менее кремнеземисты, чем породы серии *ANT*, и несколько более железисты, что отражено в уменьшении параметра *S* (рис. 9, см. табл. 14).

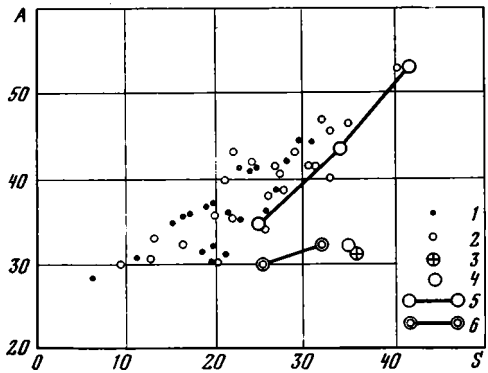
Таблица 14

Сравнительная характеристика (в вес. %) химических составов материковых пород Луны и анортитсодержащих включений в низкокалиевых базальтах Курило-Камчатской зоны и их минералов

Компонент	$S=10-30$		$S=30-40$		$S=40-60$		Высокоглиноземистый базальт			Базальт			Плагиоклаз		Оливин	
	1	2	1	2	1	2	Камчатки	Курильских островов	Луны	$S=10-50$	$S=10-28$	$S>28$	1	2	1	2
SiO_2	45,05	41,82	45,36	43,80	44,61	43,52	50,89	52,08	46,6	48,41	47,30	49,39	44,5	43,94	38,6	38,56
TiO_2	0,60	0,46	0,32	0,25	0,06	0,10	0,85	0,98	0,64	1,36	1,47	1,27	0,01	0,02	0,02	0,12
Al_2O_3	21,33	21,63	27,30	27,51	34,14	34,10	18,94	17,87	19,5	18,74	17,74	19,61	35,6	35,09	0,07	0,25
FeO	7,08	9,46	4,46	5,13	0,86	1,56	9,64	10,50	8,6	8,89	9,93	7,98	0,04	0,75	21,2	20,84*
MnO	0,10	0,13	0,06	0,09	0,02	0,18	0,19	0,19	0,12	0,12	0,12	0,11	—	0,01	0,26	0,35
MgO	12,36	9,98	6,06	6,13	0,93	1,04	5,17	4,62	10,9	9,17	10,49	8,02	0,17	0,35	39,4	38,58*
CaO	12,59	14,22	15,66	15,78	18,77	18,02	10,18	10,00	12,6	10,95	10,53	11,32	18,7	18,72*	0,20	0,39*
Na_2O	0,43	0,86	0,42	1,05	0,43	0,86	2,56	2,49	0,42	0,83	0,81	0,85	0,6	0,80*	0,02	0,16
K_2O	0,12	0,14	0,09	0,10	0,04	0,12	0,43	0,52	0,14	0,57	0,51	0,62	0,10	0,07*	0,02	0,08
P_2O_5	0,13	0,12	0,07	0,11	0,05	0,05	0,19	—	0,11	0,45	0,52	0,39	—	0,13	0,01	0,05
Fe_2O_3	—	4,71	—	2,25	—	0,62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$H_2O^{\pm}$	—	0,49	—	0,21	—	0,25	—	—	—	—	—	—	—	0,19	—	0,16
A	34,46	36,85	43,46	44,44	55,38	53,10	32,11	—	—	31,09	29,58	32,40	*An* 94,0	92,8	—	—
S	24,77	21,79	34,34	32,20	42,75	40,64	35,04	—	—	28,75	25,16	31,87	*Or* 0,6	0,4	—	—
Al_2O_3/CaO	1,70	1,52	1,74	1,74	1,82	1,89	1,60	—	—	1,72	1,69	1,74	—	—	*Fo* 76,8	76,8
$FeO/(FeO+MgO)$	0,36	0,49	0,43	0,46	0,53	0,60	—	25	—	0,49	0,49	0,50	—	—	—	—
n	132	34	104	6	28	1	48	—	—	73	34	39	23	38,58*	7	24,31*

* Определения с учетом частных анализов.

Примечание. 1 — породы серии *ANT* Луны по В. Л. Барсукову и др. [1979]; 2 — анортитсодержащие включения Камчатки и Курильских островов и их минералы; $S=SiO_2(FeO+MgO+TiO_2+Cr_2O_3)$, $A=Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$. Содержание K_2O в лунных породах везде 0,3%, в земных — 0,4%. Высокоглиноземистые материковые базальты Луны — по М. Принцу с соавторами [1979]. *KREEP*-базальты — по В. Л. Барсукову с соавторами [1979]. Минералы пород серии *ANT* — среднее из репрезентативных анализов минералов (без шпинелевых троктолитов) по М. А. Назарову с соавторами [1979].



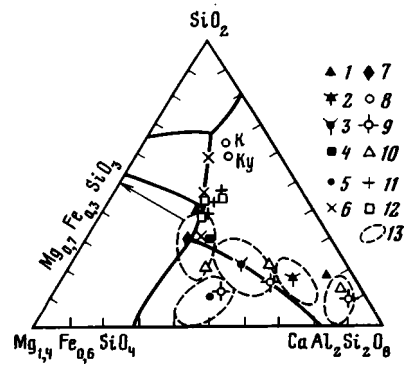


Рис. 9. Составы анортитсодержащих включений в координатах *A—S*

1, 2 — составы включений: *1* — Курильских островов, *2* — Камчатки; *3, 4* — средние составы низкокалиевых базальтов: *3* — Курильских островов, *4* — Камчатки; *5, 6* — вариационные линии материковых пород Луны, по В. Л. Барсукову с соавторами [1979]: *5* — серия *ANT*, *6* — *KREEP*-базальты

Рис. 10. Диаграмма ликвидуса системы *Ol—Q—An* при отношении Fe/(Fe+Mg)=0,3

1 — анортозиты; *2* — норитовые и троктолитовые анортозиты; *3* — анортозитовые нориты и троктолиты; *4* — высокоглиноземистые базальты; *5* — шпинелевые троктолиты; *6* — базальты Фра-Мауро с низким, средним и высоким содержанием щелочей; *7* — высокоглиноземистые базальты с «Аполлона-15» с низким и средним содержанием щелочей; *8* — низкокалиевые базальты Камчатки (К) и Курильских островов (Ку); *9* — анортит-оливиновые включения; *10* — серия *ANT* по классификации В. Л. Барсукова с соавторами [1979]; *11* — *KREEP*-базальт по той же классификации; *12* — базальты закалочной и краевой фаций из даек о-ва Скай в Шотландии по К. Дональдсону [Donaldson, 1977]; *13* — ареалы распространения составов соответствующих индивидуальных кристаллических фрагментов пород с «Луны-20»

Границы поверхности ликвидуса нанесены по Дж. Ф. Хейсу и Д. Уолкеру [1975], средний состав различных типов пород с «Луны-20» — по М. Принцу с соавторами [1979]

Известно, что породы Луны не содержат H_2O и Fe_2O_3, это свидетельствует о резко восстановительной обстановке их формирования. Одним из результатов этого, вероятно, следует считать уменьшение общей железистости лунных пород наряду с появлением самородного железа. Высокоглиноземистые базальты Земли, напротив, несколько более кремнеземисты и более железисты. Последнее свидетельствует о менее восстановительной обстановке их формирования. На рис. 9 хорошо видно, что их составы как бы «уравновешивают» аналогичные параметры составов включений относительно лунных пород: составы земных пород располагаются по разные стороны от средних лунных составов. При увеличении параметров *A* и *S*, т. е. при уменьшении общей железистости, земные породы приобретают почти полную аналогию с лунными.

Удивительное сходство минералогических и петрохимических черт земной вулканогенной ассоциации и материковых образований Луны позволяет полагать, что оно имеет генетическую природу. Однако, прежде чем рассматривать ассоциацию низкокалиевые вулканиты — оливин-анортитовые включения в качестве некой петрологической модели образования материковых пород Луны, необходимо сравнить различия, присущие этим двум разнопланетным ассоциациям.

Главные различия их — масштабы проявлений той и другой и соотношение объемов пород в ассоциациях. Низкокалиевые, высокоглиноземистые и высококальциевые вулканиты островных дуг и молодых вулканических провинций (например, Шотландии) широко распространены в этих регионах и присущи определенным, как правило поздним, этапам их развития. Оливин-анортитовые включения составляют, вероятно,

доли процента в объеме этих образований, в то время как для материков Луны очевидно подавляющее преобладание пород серии *ANT* и крайне ограниченное развитие базальтовых пород. При таком рассмотрении необходимо учесть наличие интрузивных аналогов включений, что было показано выше (массивы Сан-Маркос и Большой Аталык). Кроме того, К. Х. Дональдсоном [Donaldson, 1977] была показана связь описанных уже толеитовых даек с мегакристами оливина и анортита и оливин-анортитовыми включениями с габбро-анортозитами, объем которых превосходит объем гипабиссальных вулканитов на о-ве Скай. Тем же автором проведено сопоставление вулканических образований Шотландии с образованиями Срединно-Атлантического хребта и сделан вполне определенный вывод об их аналогичности. Остается только отметить, что полнокристаллические габбровые породы в разрезах океанических хребтов играют существенную роль и что можно, по крайней мере, предполагать их генетические связи с низкокалиевыми высокоглиноземистыми толеитами, распространенными в этих районах Мирового океана.

Одним из важных отличий пород лунных материков от их формационных аналогов на Земле является ортопироксен-пижонитовая специфика первых, в то время как по преобладанию кальциевого пироксена оливин-анортитовые включения ближе к морским породам Луны. Вероятно, такое положение связано с более полным удалением из расплава в кристаллическую фазу избытка глинозема, что отражено положением точек средних составов включений на диаграмме ликвидуса системы *Ol—An—Q* (рис. 10), которые занимают более высокотемпературное положение, в том числе и на котектике *An—Sp*, чем средние составы материковых пород Луны по классификации В. Л. Барсукова с соавторами [1979]. Температуры кристаллизации минералов анортитсодержащих включений были описаны выше. Они составляют для анортита 1430—1840° С, для оливина 1270—1430°, для клинопироксена 1180—1270° С. Надо полагать, что включения формировались при давлениях бо́льших, чем атмосферное. Это подтверждается и повышенными содержаниями Al_2O_3 в клинопироксене. Следовательно, температуры их кристаллизации были выше указанных или были понижены при помощи флюида, в то время как температуры кристаллизации лунных пород, судя по диаграмме, скорее всего, не превышали указанных выше, тем более что влияние водной фазы в процессе кристаллизации было крайне ограниченным, если не отсутствовало вовсе.

Кристаллизация *Cpx* во включениях, как фазы большего по сравнению с лунным давления вела к обеднению остаточного расплава кальцием, что, вероятно, наряду с ранней кристаллизацией кальциевого плагиоклаза сдвигало дифференциацию расплава в сторону увеличения объема кристаллизации более кислых разностей.

Напротив, фракционирование шпинели, которая наблюдается во включениях сравнительно редко, приведет к обогащению кристаллизующегося расплава кремнеземом и силикатом кальция [Ярошевский, 1979]. Положение среднего состава включений с $S=10—30$ вблизи среднего состава лунных шпинелевых троктолитов (см. табл. 14, рис. 10), а включений с $S=30—40$ на анортит-шпинелевой котектике свидетельствует о том, что выплавление и кристаллизация этих составов контролируются перитектической точкой *Ol—An—Sp*. В то же время положение составов средних низкокалиевых базальтов Камчатки и Курильских островов на диаграмме ликвидуса в системе *Ol—An—Q* вблизи эвтектики свидетельствует о том, что кристаллизация этих составов контролируется эвтектической точкой *Ol—An—Ca-Px* и что эти составы являются скорее дифференциатами родоначальных составов, в то время как вы-

сокоглиноземистые составы Луны (см. рис. 10), особенно низкокалиевые базальты Фра-Мауро, соответствуют составу родоначальной жидкости для пород серии *ANT* [Принц и др., 1979].

Альтернативную концепцию выдвигает А. А. Ярошевский [1979], который полагает, что родоначальные для материковых пород Луны составы лежат в области *An—Sp* котектики и их кристаллизация контролируется перитектической точкой *Ol—An—Sp*. При этом дифференциации такого состава дальше перитектической точки не происходит и для дальнейшей его эволюции необходим вторичный переплав по методу зонного плавления [Ярошевский, 1979]. Дифференциация земных базальтовых составов по направлению от перитектики к эвтектике подтверждается положением на диаграмме ликвидуса составов вулканитов о-ва Скай в Шотландии [Donaldson, 1977]. Составы закалочных фаций этих вулканитов (даек) ложатся на котектическую линию вблизи тройной точки *Ol—An—Opx*, в то время как состав краевой фации, отвечая, по-видимому, составу дифференциата, кристаллизующегося после кристаллизации мегакристов и включений, отклоняется к плагиоклазовому, ближе к эвтектической точке.

Дифференциация земных базальтовых расплавов низкокалиевого и высокоглиноземистого состава по направлению к точке эвтектики, которой контролируются процессы их кристаллизации, протекает, вероятно, в промежуточных камерах, в условиях достаточно высоких давлений. Из этого следует, что кристаллизация оливин-анортитовых включений происходит как сброс избыточных количеств Mg и Ca, для чего, вероятно, нужен резкий перепад давлений и в особенности температур.

Известно положение А. Риттмана, который считает высокоглиноземистые базальты островных дуг генетически родственными островодужным андезитам и дацитам, что дает возможность увязать состав выплавляемых магм и степень их дифференциации в процессе удаления из расплава высококальциевой и высокомагнезиальной фаз *An* и *Ol* с условиями кристаллизации этих магм по температуре и давлению.

Таким образом, сопоставление материковых пород Луны с их формационным аналогом на Земле позволяет, как нам кажется, более уверенно судить об условиях формирования ассоциаций пород лунных материков. Прежде всего это низкокалиевый, высокоглиноземистый и высококальциевый состав родоначальных магм [Ярошевский, 1979], дифференциация и кристаллизация этого состава в условиях низких давлений. Высокие температуры ликвидуса на Луне (сухие условия), а также температурный градиент, вероятно осуществляемый вблизи поверхности планеты, способствуют, по-видимому, преимущественно кристаллизации полнокристаллических пород при наличии высоковосстановительного режима. Большой объем полнокристаллических пород и малое количество кислых дифференциатов обеспечиваются и низким градиентом давления, существовавшим к моменту формирования первичной коры Луны.

Исходя из изложенных данных сопоставления пород Луны и Земли, можно высказать обоснованное предположение о том, что если первичная кора Земли формировалась по принципу лунных материков, то она должна была быть по составу не базальтоидной, а андезитоидной.

Литература

Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В., Гаранин А. В. Основные черты геохимии лунных пород.— В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979, с. 18—30.

Бетхольд А. Ф., Приходько В. С. Глубинные включения в вулканитах Идзу-Боннинской островной дуги.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 131—136.

Бетхольд А. Ф., Приходько В. С., Хмельникова О. С. Ультраосновные и основные включения и мегакристы минералов в вулканитах Идзу-Боннинской островной дуги.— Докл. АН СССР, 1975, т. 226, № 6, с. 1415—1417.

Богатиков О. А. Докембрийские анортозитовые ассоциации СССР и их генезис.— В кн.: Геохимия, минералогия, петрография. М.: Наука, 1976, с. 373—381. (МГК, 25 сес. Докл. сов. геологов).
Богатиков О. А., Биркис А. П. Анортозитовые провинции СССР и их минералого-петрохимические особенности.— В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 5—20.
Богоявленская Г. Е., Эрлих Э. П. Полевошпатовые включения основного состава в кислых пирокластах современных вулканов.— В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М.: Наука, 1969, с. 64—67.
Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. 220 с.
Волохов И. М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кемберлитах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1972. 71 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 150).
Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1963. 102 с.
Волынец О. Н., Богоявленская Г. Е., Пополитов Э. И. Петрография, химизм, контактовые преобразования и проблемы генезиса гранитоидных включений в четвертичных вулканических породах Камчатки.— В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 168—197.
Волынец О. Н. ,Ермаков В. А., Кирсанов И. Т., Дубик Ю. М. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение.— Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1976, № 52, с. 115—126.
Волынец О. Н., Колосков А. В., Пополитов Э. И. и др. Геохимические особенности оливинов из различных типов четвертичных базальтов Камчатки и Курил в связи с вопросами петрогенезиса.— Геохимия, 1975, № 3, с. 412—419.
Волынец О. Н., Колосков А. В., Флеров Г. Б. и др. Петрогенетическая информативность оливинов четвертичных вулканов Камчатки и Курил.— В кн.: Минералогические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток, 1977, с. 59—69.
Волынец О. Н., Пополитов Э. И., Флеров Г. Б., Кирсанов И. Т. Распределение ряда главных и малых элементов в плагиоклазах четвертичных вулканических пород и включений Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: Минералогические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток, 1977, с. 24—46.
Волынец О. Н., Щека С. А., Дубик Ю. М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил.— В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 124—167.
Вуд Дж. А. Обзор типов лунных пород и сравнение лунной и земной коры.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 29—45.
Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 272 с.
Дубик Ю. М. Ксенолиты и ультраосновные включения в лавах вулкана Ксудач (Южная Камчатка).— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины земли. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 44.
Дуничев В. М. Обломки алливалитового состава в туфах вулкана Менделеева и их происхождение.— Геология и геофизика, 1972, № 8, с. 127—133.
Ермаков В. А., Фарберов А. И., Хотин М. Ю., Ванде-Кирков Ю. В. Включения габброидов и амфиболитов в вулканических породах Камчатки.— В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 67—123.
Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
Куно Х. Основные и ультраосновные включения в базальтах и природа верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 448—454.
Кутыев Ф. Ш., Кутыева Г. В. Пористые базит-гипербазитовые включения в лавах Курило-Камчатской провинции.— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 4, с. 912—913.
Кутыев Ф. Ш., Шарапов В. Н. Петрогенезис под вулканами (в свете изучения базит-гипербазитовых включений в базальтоидных лавах). М.: Недра, 1979. 200 с.
Леонова Л. Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки.— Геохимия, 1979, № 2, с. 179—197.
Масуренков Ю. П. Проблема включений и возможности вулканической петрологии.— Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1974, № 50, с. 10—18.
Масуренков Ю. П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 220 с.
Назаров М. А., Тарасов Л. С., Шевалеевский И. Д. Минералогия материкового реголита („Луна-20").— В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979, с. 226—266.
Никольский Н. С. Термодинамика минеральных равновесий базитов. М.: Наука, 1978. 178 с.
Петрохимия Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966. 196 с.
Пийп Б. И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки.— Тр. Камчат. вулканол. станции, 1947, вып. 3. 118 с.

Принц М., Даути Э., Кейл К., Банч Т. Э. Минералогия, петрология и химический состав фрагментов кристаллических пород из образца реголита «Луны-20»; происхождение кумулятивной серии *ANT* и ее взаимоотношение с высокоглиноземистыми и морскими базальтами.— В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979, с. 83—104.

Приходько В. С., Бетхольд А. Ф., Романенко И. М. Хромшпинелиды алливалитовых включений и их петрологическое значение.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 4, с. 918—920.

Родионова Р. И., Федорченко В. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 141—147.

Родионова Р. И., Федорченко В. И. Глубинные включения в базальтах островных дуг и океанов. Курильские острова.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1975, вып. 271, с. 175—182.

Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Петрография продуктов четвертичного вулканизма.— В кн.: Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хребта Вернадского, о-в Парамушир).— Тр. СахКНИИ, 1966, вып. 16, с. 80—112.

Селянгин О. Б. Гомеогенные включения и возможности реконструкции механизма дифференциации магмы в недрах вулканических аппаратов.— Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1974, № 50, с. 45—52.

Селянгин О. Б. О температуре образования некоторых кристаллических включений в современных вулканитах Камчатки.— Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1975, № 51, с. 74—76.

Селянгин О. Б. Непрерывно дифференцированные потоки лав с включением и вероятное устройство области дифференциации магм под вулканом.— Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1979, № 57, с. 39—53.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Типы верхней мантии.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, с. 235—239.

Тарасов Л. С., Гавердовская А. С., Кудряшова А. Ф. Петрохимия лунных пород из района Аполлоний и Моря Изобилия.— В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979, с. 119—143.

Уэйджер Л., Браун Г. М. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Федорченко В. И. Геологическая природа андезитового вулканизма Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978, с. 54—59.

Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение, геологическое значение). Новосибирск: Наука, 1975. 139 с.

Хаббард Н. Дж., Роде Д. М. Химическая модель формирования лунных неморских пород.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 425—438.

Хейс Дж. Ф., Уолкер Д. Изверженные лунные породы и природа недр Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 275—282.

Шарапов В. Н., Симбирев И. Б. Геология Мутновского блока Южной Камчатки.— В кн.: Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки. Новосибирск: Наука, 1979, с. 23—37.

Шеймович В. С. Вулкан Ксудач в августе 1963 г.— Бюл. вулканол. станций, 1966, № 41, с. 25—28.

Щека С. А., Волынец О. Н. Реакция оливин+анортит в габброидных включениях вулкана Кихпиныч.— В кн.: Проблемы глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1979, с. 197—205.

Щека С. А., Колосков А. В., Волынец О. Н. Включения в вулканитах Тихоокеанского пояса и их петрогенетическая информативность.— В кн.: Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978, с. 68—76.

Щека С. А., Чудакова Ю. С., Кувакин Г. И. Об анортитовых включениях вулкана Кихпиныч (Камчатка).— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 118—120.

Эрлих Э. Н., Кутыев Ф. Ш. Глубинные включения в базальтах островных дуг и океанов. Камчатка.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1975, вып. 271, с. 165—175.

Ярошевский А. А. Зонное плавление и происхождение магматических пород лунной коры.— В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979, с. 327—335.

Aoki K. Petrology of magnetite-bearing ultramafic and mafic inclusions from Iki Island, Japan.— J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol., 1970, vol. 64, N 4, p. 142—156.

Aoki K. Petrology of mafic inclusions from Itinome-gata, Japan.— Contribs Mineral. and Petrol., 1971, vol. 30, N 4, p. 314—331.

Aoki K., Kuno H. Gabbro-quartz-diorite inclusions from Izu-Hakone region, Japan.— Bull. Volcan. Erupt., 1973, vol. 36, N 1, p. 164—173.

Baker P. E., Comparative volcanology and petrology of the Atlantic Island arcs.— Bull. Volcan., 1968a, vol. 32, N 1, p. 189—208.

Baker P. E. Petrology of Mt. Misery volcano, Sf. Kitts, West Indies.— Lithos, 1968b, vol. 1, N 2, p. 124—150.
Brothers R. N., Searle E. J. The geology of Raoul Island, Kermadec Group, Southwest Pacific.— Bull. Volcan., 1970, vol. 34, fasc. 1, p. 7—37.
Byers F. M. Geology of Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska. Investigations of Alaskan volcanoes.— Geol. Ser. Bull., 1959, vol. 1028-L, p. 267—275.
Donaldson Colin H. Petrology of anorthite-bearing gabbroic anorthosite dykes in Northwest Skye.— J. Petrol., 1977, vol. 18, N 4, p. 595—620.
Fleet J. S. Petrographical notes on the products of the eruptions of May, 1902 at the Soufriere in St. Vincent.— Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1908, vol. 208, p. 305—332.
Gisolf W. F. On the occurence of diamond as an accessory mineral in olivine and anorthite bearing bombs occurring in basaltic lava ejected by the volcano Gunung-Ruang.— Proc. Acad. Sci. Amsterdam, 1923, vol. 26, p. 510—512.
Iida C. Trace elements in mineral and rocks of the Izu-Hakone region. Pt II. Plagioclase.— J. Earth Sci., Nagoya Univ., 1961, vol. 9, N 1, p. 14—28.
Iida C., Kuno H., Yamasaki K. Trace elements in minerals and rocks of the Izu-Hakone region, Japan. Pt I. Olivine.— J. Earth Sci., Nagoya Univ., 1971, vol. 9, N 1, p. 1—13.
Ishikawa T. Petrological significance of large anorthite crystals included in some pyroxen andesites and basalts in Japan.— J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. IV, 1951, vol. 7, N 4, p. 339—354.
Ishibashi K. Petrochemical study of basic and ultrabasic inclusions in basaltic rocks from northern Kyushu, Japan.— Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D, 1970, vol. 20, N 1, p. 85—146.
Isshiki H. Petrology of plutonic cognate ejecta from Nishijama volcano, Hachijo-jima, the Seven Izu Islands, Japan.— Jap. J. Geol. and Geogr., 1958, vol. 29, N 1/3, p. 55—74.
Isshiki H. Petrology of Hachijo-jama volcano group, Seven Izu Islands, Japan.— J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Ser. II, 1963, vol. 15, pt 1, p. 91—134.
Kawano J., Aoki K. Some anorthite bearing basic volcanic rocks in Japan.— J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol., 1959, vol. 43, N 6, p. 275—281.
Kuno H. Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas. Japan.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1950, vol. 61, p. 957—1620.
Kuno H. Mafic and ultramafic nodules from Itinomegata, Japan. In: Ultramafic and related rocks/Ed. P. J. Wiley. N. Y., 1967, p. 337—342.
Lacroix A. La Montagne Pelee et ses eruptions. P.: Masson et Gie, 1904. 366 p.
Lacroix A. Sur des enclaves endopolygenes de Saint Vincent.— Bull. Soc. franc. miner. et cristallogr., 1949, vol. 72, N 10/12, p. 571—590.
Lewis J. F. Composition, physical properties and origin of sodic anorthites from the ejected plutonic blocks of the Soufrière Volcano, St. Vincent, West Indies.— Contribs Mineral. and Petrol., 1969, vol. 21, N 3, p. 272—294.
Lewis J. F. Chemical composition and physical properties of magnetite from the ejected plutonic blocks of the Soufrière Volcano. St. Vincent, West Indies.— Amer. Miner.. 1970, N 55, p. 793—807.
Lewis J. F. Mineralogy of the ejected plutonic blocks of the Soufrière volcano, St. Vincent: olivine, pyroxene, amphibole and magnetite paragenesis.— Contribs Mineral. and Petrol., 1973a, vol. 38, N 3, p. 197—220.
Lewis J. F. Petrology of the ejected plutonic blocks of the Soufrière volcano, St. Vincent. West Indies.— J. Petrol., 1973b, vol. 14, N 1, p. 81—112.
Manson V., Prinz M. A relative discontinity in the composition of plagioclase in basaltic rocks.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1965, vol. 46, N 1, p. 121—136.
Michot P. Phenomenes geologiques la catasone profonde.— Geol. Rundsch., 1955, Bd. 46, S. 187—203.
Miller F. S. Petrology of the San Marcos gabbro, Southern California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, vol. 48, N 10, p. 1397—1497.
Nicholls I. J. Petrology of Santorine Volcano, Cyclades, Greek.— J. Petrol., 1971, vol. 12, N 1, p. 17—120.
Rea W. J. The volcanic geology and petrology of Montserrat, West Indies.— J. Geol. Soc. London, 1974, vol. 130, N 4, p. 341—366.
Simkin T., Smith J. V. Minor elements distribution in olivine.— J. Geol., 1970, vol. 78, N 3, p. 304—325.
Takeshita H., Oji Y. Hornblende gabbroic inclusions in the calcalkaline andesites from the northern district of Nagano Prefecture, Japan. I, II.— J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol., 1968, vol. 60, N 1, p. 1—26, N 2, p. 57—74.
Ueda T. Tatekawa M. On the anorthite found in lawa flow.— Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., 1966, vol. 32, N 4, p. 285—290.
Wager L. R. Igneous cumulates from the 1902 eruption of Soufriere, St. Vincent.— Bull Volcan., 1962, vol. 24, p. 93—99.
Yamazaki T., Onuki H., Tiba T. Significance of hornblende gabbroic inclusions in calcalkali rocks.— J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol., 1966, vol. 55, N 3, p. 87—103.

Часть четвертая

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ АНОРТОЗИТОВ

УДК 552.111

Е. В. ШАРКОВ

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОБРАЗОВАНИЯ АНОРТОЗИТОВ

Как известно, проблема происхождения анортозитов докембрия уже давно обсуждается в геологической литературе. Существующие представления весьма противоречивы и связывают возникновение анортозитов с внедрением специфических анортозитовых расплавов, с процессами дифференциации различных магматических расплавов, с высокотемпературным метаморфизмом и метасоматозом супракрустальных толщ и т. д. Эти представления подробно рассмотрены в многочисленных сводках [Тернер, Ферхуген, 1961; Buddington, 1961; Грин, 1968; Yoder, 1969; Богатиков, 1979 ;и др.] и поэтому здесь не обсуждаются. Вместе с тем, несмотря на большой объем проведенных исследований и обилие высказанных точек зрения, многие вопросы происхождения анортозитов, особенно в физико-химическом аспекте, остаются неясными. Имеющиеся экспериментальные данные [Грин, 1968; Yoder, 1969; Irvine, 1975; Kushiro, Fujii, 1977; и др.] весьма неконкретны, а их петрологическая интерпретация проводится в рамках устаревших петрологических моделей (течение магмы, гравитационное разделение фаз, фильтр-прессинг и т. д.).

Как показали детальные геологические исследования последних лет, в частности материалы, приведенные в первой статье автора в настоящем сборнике, практически все массивы докембрийских анортозитов являются интрузивными образованиями. Во многих случаях они подверглись мощной вторичной переработке, но тем не менее обычно сохраняют черты своего магматического происхождения. Поэтому дальнейшее обсуждение будет вестись с позиций магматической петрологии.

Очевидно, главные физико-химические аспекты проблемы анортозитов заключаются в выявлении природы родоначальных магм, в установлении времени и места появления анортозитов в процессе их кристаллизации, в установлении характера связи анортозитов с ассоциирующими породами — ультрамафитами или мангеритами.

Ввиду того что все анортозиты являются интрузивными образованиями, представляется целесообразным вкратце рассмотреть главные закономерности формирования конкретных интрузивных тел, поскольку без такого анализа останутся неясными пути реализации в них физико-химических явлений.

Общие закономерности становления интрузивых тел

В последнее время на материалах изучения различных расслоенных интрузивов [Hess, 1960; Jackson, 1961; Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1980] создан комплекс представлений, в соответствии с которыми интрузивы рассматриваются как гигантские отливки, а ведущая роль в формировании их внутреннего строения отводится процессам затвердевания.

Согласно развиваемой модели [Шарков, 1980], консолидация интрузий происходит аналогично затвердеванию отливок расплавов, кристаллизующихся в интервале температур. Кристаллизация начинается с того, что от стенок магматической камеры отходит фронт начала затвердевания, соответствующий температуре ликвидуса, и заканчивается, когда через данную точку проходит фронт конца затвердевания, соответствующий изотерме солидуса. Таким образом, в затвердевающем интрузиве одновременно существуют три зоны: полностью жидкая, полностью затвердевшая и область частичного затвердевания (зона кристаллизации), мощность которой не превышает 3 м. Вследствие разницы в величинах адиабатического градиента и градиента температуры точки плавления фронт затвердевания во внутренних частях массива движется снизу вверх. При этом затвердевшая часть интрузива образована главным образом минералами ликвидуса главного объема расплава с небольшим количеством остаточного расплава в интерстициях между уже выделившимися твердыми фазами. Бóльшая же часть остаточного расплава отжимается из зоны кристаллизации и смешивается с главным объемом расплава, приводя к постоянному изменению его состава и тем самым к появлению новых, все более низкотемпературных минералов и ассоциаций в качестве ликвидусных фаз.

Из этого следует, что процесс кристаллизации реальных интрузивов имеет четко выраженный фракционный характер. Соответственно их вертикальный разрез должен представлять собой растянутую по вертикали последовательность минеральных ассоциаций, выделявшихся в процессе фракционной кристаллизации исходного расплава. Вследствие того что фронт начала затвердевания, с которым и связано минералообразование, располагается субгоризонтально на всей площади интрузива, каждая из минеральных ассоциаций будет образовывать слой, мощность которого определится длительностью выделения данной ассоциации из расплава. В настоящее время неизвестны случаи, когда характер первичного парагенезиса нарушался бы из-за гравитационного разделения минеральных фаз в расплаве по весу, например из-за всплывания кристаллов плагиоклаза [Hess, 1960; Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1972, 1980). С таких позиций появление слоев анортозитов указывает на то, что в данном случае из расплава происходило выделение одного минерала — плагиоклаза.

Весьма существенно, что такой характер затвердевания должен иметь место как в случае жесткой, так и в случае мобильной рамы, поскольку, пока в камере плутона остается расплав, давление является гидростатическим и разница в величинах указанных градиентов сохраняет свою величину, обеспечивая направленное затвердевание интрузива [Шарков, 1975а]. Краевые части интрузива, образовавшиеся в условиях резкого переохлаждения (зоны закалки), должны иметь состав, близкий к составу исходного расплава.

Как известно, в настоящее время в породах расслоенных интрузивов выделяются две группы зерен — кумулус и интеркумулус [Jackson, 1961; Уэйджер, Браун, 1970; и др.]. Минералы кумулуса представляют собой

близкие к идиоморфным кристаллы, слагающие главную массу пород. Они и являются теми минеральными фазами, которые выделялись на фронте начала затвердевания из главного объема расплава. Минералы интеркумулуса выполняют интерстиции между ними, кристаллизуясь позже из расплава, сохранившегося между зернами кумулуса. Следовательно, основную информацию о процессах затвердевания интрузий несут минералы кумулуса. Именно их парагенезисы должны отвечать одной из минеральных ассоциаций, выделявшихся в процессе фракционной кристаллизации исходного расплава, а последовательность смены этих парагенезисов в вертикальном разрезе — соответствовать последовательности выделения этих ассоциаций из расплава.

Таким образом, зная последовательность минералообразования в конкретных интрузивах и сравнивая ее с теоретически ожидаемой, можно определить условия кристаллизации данного массива и установить характер связей между отдельными парагенезисами пород.

Составы родоначальных магм анортозитовых массивов

Как известно, анортозиты практически не встречаются в виде самостоятельных массивов, а, как правило, ассоциируют с породами или основного и ультраосновного состава, или среднего и кислого состава (мангеритами, чарнокитами). Наиболее известным примером первого типа анортозитов являются мощные слои плагиоклазовых пород в расслоенных (стратиформных) массивах типа Бушвельда, Стиллуотера, Монче-Тундры. Им обычно противопоставляются типичные для докембрия так называемые «автономные», или массивные, анортозиты [Тернер, Ферхуген, 1961; Buddington, 1961; и др.], развитые среди подвижных зон докембрия и обычно ассоциирующие с мангеритами (чарнокитами). Правда, в последние годы среди «автономных» анортозитов были выявлены массивы, ассоциирующие, как и анортозиты первого типа, с мафитами и ультрамафитами [Windley, 1970; и др.].

Вопреки распространенной точке зрения массивные анортозиты докембрия также представляют собой расслоенные интрузивы [Martignole, Schrijver, 1970; Шарков, 1974], но в отличие от массивов первого типа формировавшиеся в условиях мобильной рамы [Шарков, 1975б]. Из этого следует, что формирование внутреннего строения как тех, так и других образований подчинялось одним и тем же закономерностям и может обсуждаться в рамках аналогичных моделей.

Анортозиты стратиформных интрузивов основных и ультраосновных пород. Петрология этих массивов и их вещественный состав в настоящее время изучены весьма детально. Разрезы типичных интрузивов данного типа с указанием преобладающих кумулятивных фаз показаны на рис. 1. В таблице приведены составы их исходных расплавов, определенные на основании материалов по химизму зон закалок. Как видно из таблицы, исходные расплавы этих массивов отвечают толеитовым базальтам, слабо пересыщенным кремнеземом.

Анортозиты развиты в средних—верхних частях разреза этих массивов, что часто трактуется как результат всплывания легких кристаллов плагиоклаза при кристаллизации базальта. Однако этому противоречат следующие наблюдения: 1) наличие зон ритмичного переслаивания анортозитов и ультрамафитов [Hess, 1960; Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1980]; 2) подчинение состава плагиоклаза в анортозитах общей для данного массива тенденции скрытой расслоенности, т. е. состав плагиоклаза в них занимает промежуточное положение между составом подстилающих и перекрывающих габброидов; 3) типичные кумулятив-

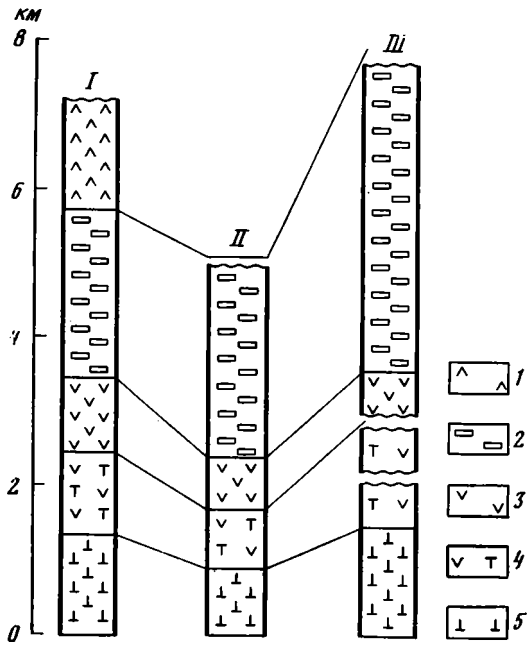


Рис. 1

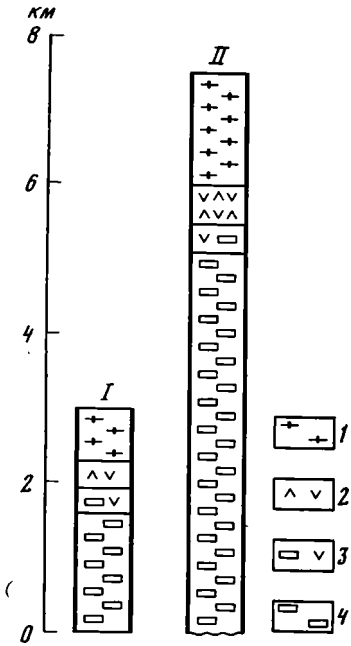


Рис. 2.

Рис. 1. Распределение кумулятивных фаз в разрезе интрузивов основных и ультраосновных пород бушвельдского типа

I — III — интрузивы: *I* — Бушвельдский, *II* — Стиллуотерский, *III* — Мончетундровский
1 — Pl+Cpx±Mt±Ol, иногда *Mt*; *2* — преимущественно *Pl*, в подчиненном количестве *Pl+Cpx* (авгит+пижонит); *3 — Pl+Cpx±Opx±Ol*; *4 — Opx±Ol±Crsp, Opx+Pl*, иногда *Pl, Crsp*; *5 — Ol+Crsp, Ol+Opx±Crsp, Opx*, иногда *Crsp*

Рис. 2. Распределение кумулятивных фаз в разрезе Колвицкого (*I*) и Каларского (*II*) массивов

1 — Q±Pl±Or±Opx; *2 — Pl+Opx+Cpx*; *3 — Pl+Opx*; *4 — Pl*

ные трахитоидные текстуры пород, свидетельствующие об оседании кристаллов плагиоклаза на дно магматической камеры. Это подтверждается данными по соотношению плотностей плагиоклаза и расплава [Hess, 1960; Шарков, 1972].

В этой связи необходимо остановиться на экспериментальных данных И. Кусиро и Т. Фудзи [Kushiro, Fujii, 1977], свидетельствующих, по их мнению о том, что при давлении выше 4—5 кбар основной плагиоклаз должен всплывать в базальтовом расплаве. Однако при этом не было учтено, что при таких давлениях ликвидусной фазой толеитов является не плагиоклаз, а оливин и ортопироксен. К моменту начала выделения плагиоклаза вследствие фракционирования этих минералов плотность расплава должна заметно уменьшиться, что и приведет к осаждению плагиоклаза, фиксируемому в реальных интрузивах.

В целом все породы в пределах стратиформных массивов залегают конформно, связаны промежуточными разновидностями и зонами взаимного переслаивания и, по мнению большинства исследователей, представляют собой единую серию, происшедшую при кристаллизации одного и того же исходного расплава. Это подтверждается и данными анализа парагенезисов кумулятивных фаз.

Строение «автономных» массивов анортозитов, ассоциирующих с по-

Химический состав (в вес. %) исходных расплавов некоторых анортозитовых комплексов

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	51,12	51,02	52,15	50,72	57,30
TiO_2	0,50	0,45	0,36	0,45	0,41
Al_2O_3	16,99	17,76	15,37	22,94	23,00
Fe_2O_3	0,66	0,26	1,25	1,06	1,29
FeO	9,57	9,94	7,01	4,86	2,41
MnO	0,35	0,15	0,17	0,09	0,06
MgO	7,59	7,76	10,58	5,55	1,70
CaO	11,14	10,54	10,90	10,40	8,49
Na_2O	1,91	1,88	1,88	2,96	4,06
Ka_2O	0,17	0,24	0,33	0,97	1,28
Ol	—	—	—	9,21	—
Hyp	27,92	32,03	28,65	6,35	6,54
Di	14,99	10,02	17,53	4,20	1,14
An	37,22	39,33	33,03	44,97	40,33
Ab	16,35	15,83	16,50	24,52	34,08
Or	1,12	1,40	1,69	5,96	7,79
Q	0,54	—	0,18	—	6,67
Mt	0,94	0,46	1,65	1,58	1,86
Il	0,92	0,92	0,77	0,74	0,30

Примечание. Все анализы пересчитаны на безводной основе. 1—3 — химические составы эндоконтактовых зон массивов: 1 — Бушвельдского, 2 — Стиллуотерского, 3 — Мончетундровского, 4, 5 — средневзвешенные составы массивов: 4 — Колвицкого, 5 — Каларского.
Анализы по данным: 1, 2 — Л. П. Уэйджера и Г. Брауна [1970], 3—5 — автора.

родами основного и ультраосновного состава, в целом такое же, что позволяет считать их аналогами рассмотренных массивов, но формировавшимися в иной, мобильной геодинамической обстановке.

Анортозиты «автономных» массивов, ассоциирующие с породами среднего и кислого состава. Этот тип массивов будет рассмотрен на примере изученных автором Колвицкого (Кольский полуостров) и Каларского (Восточная Сибирь) массивов, являющихся наиболее типичными.

Как известно, при определении объема подобных комплексов наиболее проблематичным является положение пород мангеритовой серии, которую одни исследователи включают в состав анортозитовых массивов, а другие — исключают, связывая или с более поздними магматическими событиями, или вообще с наложенными метасоматическими процессами.

Так, например, большинство исследователей Каларского массива [Баженова, 1974; и др.] считают, что мангерит-сиенитовые породы, окаймляющие этот массив с севера, являются результатом архейской гранитизации анортозитов. Вместе с тем чарнокиты имеют типичные для магматических пород кумулятивные текстуры, содержат угловатые ксенолиты вмещающих пироксеновых гнейсов без каких-либо следов метасоматической зональности, обязательной в случае процесса гранитизации; в них наблюдаются высокожелезистые ортопироксены, представляющие собой инвертированные пижониты со структурами распада твердого раствора пироксенов, а также оливин ряда фаялита. При детальных исследованиях в верховьях рек Куранах и Имангакит [Шарков, 1981] было установлено, что «агрессивный контакт» чарнокитов и анортозитов с «многочисленными непереработанными участками анортозитов среди чарнокитов» [Баженова, 1974, с. 89] представляет собой зону ритмичного переслаивания этих пород с появлением промежуточных

разновидностей типа антипертитовых диоритов (иотунитов). На основании этих данных надо полагать, что здесь, как и в случае Колвицкого массива и других подобных образований, имеется единый анортозито-мангеритовый (чарнокитовый) интрузив [Шарков, 1981].

Разрезы Колвицкого и Каларского массивов приведены на рис. 2, а составы их исходных расплавов — в таблице (в случае Каларского массива указан средневзвешенный состав, так как массив имеет тектонические контакты и зона закалки там не сохранилась). Эти составы отвечают соответственно высокоглиноземистому базальту и андезито-базальту.

Существует еще один тип анортозитов, ассоциирующих с породами среднего и кислого состава,— анортозито-рапакивигранитная формация [Анортозит-рапакивигранитная формация..., 1978; Богатиков, 1979]. Однако эти образования геологически пока изучены недостаточно и поэтому здесь не рассматриваются.

Физико-химическая эволюция родоначальных расплавов анортозитовых комплексов

Для исследования этой проблемы были использованы диаграммы обобщенных[1] физико-химических систем *Ol—Cpx—Pl—Q* и *Ol—Or—Pl—Q*, разработанные автором [Шарков, 1980]. Они охватывают практически весь интервал составов анортозитсодержащих комплексов. Эти диаграммы составлены на основе опубликованных экспериментальных данных по краевым системам и откорректированы по реальным парагенезисам пород в наиболее изученных интрузивах.

Методика работы заключается в нанесении фигуративных точек исходных расплавов на диаграммы, в прослеживании теоретически ожидаемого хода кристаллизации и сравнении его с реальной последовательностью парагенезисов кумулятивных фаз, выявленных петрографическими методами (см. рис. 1, 2). Для этого составы исходных расплавов пересчитываются по системе *CIPW* на соответствующие компоненты и по полученным координатам определяется положение данных точек в объеме тетраэдров [Шарков, 1975а, б].

Анортозиты, ассоциирующие с породами основного и ультраосновного состава. Эволюция массивов бушвельдского типа была рассмотрена нами ранее [Шарков, 1980]. Было показано, что их кристаллизация происходила при давлении 8 кбар в относительно «сухих» условиях (рис. 3).

Обращает на себя внимание, что плагиоклаз становится единственной кумулятивной фазой после длительного фракционирования оливина, ортопироксена и пироксен-плагиоклазовых ассоциаций, на что уже указывалось выше. Появление кумулятивного плагиоклаза происходит довольно неожиданно, после того как расплав, двигаясь по котектике *Opx—Cpx—Pl*, достигает ортопироксенового барьера, возникающего при давлениях выше 5 кбар в «сухих» условиях [Соболев, 1973; Шарков, 1980]. В этом месте тренд кристаллизации как бы отражается от этого барьера, покидает котектику *Pl—Opx—Cpx* и уходит в объем плагиоклаза с соответствующим выделением этого минерала. В дальнейшем, после длительного этапа фракционирования плагиоклаза, тренд попадает на котектическую поверхность *Cpx—Pl* и далее уходит в объем критически недосыщенных составов.

[1] В системах обобщенного типа в вершинах тетраэдров располагаются не фазы фиксированного состава, а серии твердых растворов плагиоклазов, оливинов, богатых кальцием клинопироксенов и т. д., благодаря чему в максимальной степени учитывается компонентный состав расплавов и состав реальных минеральных фаз.

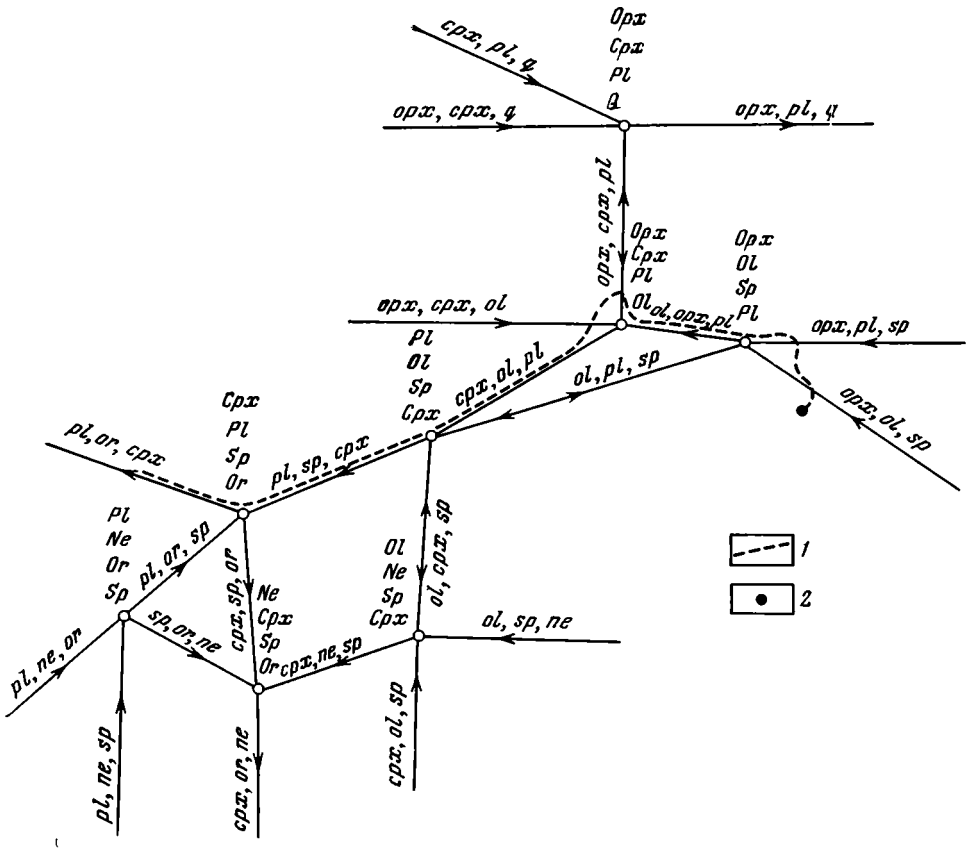


Рис. 3. Тренд кристаллизации интрузивов бушвельдского типа в рамках систем $Ol + Cpx - Pl - Q$, $Ol - Cpx - Pl - Ne$, $Cpx - Pl - Ne - Or$ при $P_{общ} = 8$ кбар

1 — ход процесса кристаллизации; *2* — исходный расплав. Прописные буквы — реакционные четверные точки, строчные — котектические кривые

Физико-химическая сущность такого поведения тренда кристаллизации сейчас не ясна. Одно из объяснений этого явления связано с экспериментами Т. Ирвина [Irvine, 1975], показавшего, что присутствие в базальтовом расплаве небольшого количества K_2O может смещать расплав с котектики в поле кристаллизации плагиоклаза. Это явление может быть также связано с повышением в расплаве парциального давления CO_2, накопившейся в процессе кристаллизации и смещающей тренд в более высокотемпературную область.

Однако более вероятным представляется связь этого явления с процессом ликвации, нарушающим структуру кристаллизующегося расплава и приводящим к преимущественной кристаллизации наиболее высокотемпературных фаз, в данном случае плагиоклаза. Самыми интересными в этом плане представляются данные по ликвации реальных базальтовых расплавов с появлением глобулей пироксенитового состава [Краснов, Клокьятти, 1979; Ермаков и др., 1979]. Судя по текстурным наблюдениям в габбро-норито-анортозитах, пироксенитовая жидкость в данном случае являлась более низкотемпературной, входя в состав интерстициального расплава. В пользу существования такого пироксенитового расплава, по-видимому, свидетельствуют и петрографические

данные. Так, в габбро-норито-анортозитах орто- и клинопироксены слабо индивидуализированы: обычно они находятся в пределах единого контура пироксенового зерна и образуют весьма своеобразную картину закономерных взаимопрорастаний минеральных фаз при весьма прихотливых контурах самих выделений. Такие взаимоотношения между пироксенами легко могут быть объяснены субсольвусной кристаллизацией пироксенитового расплава и не поддаются интерпретации с позиций кристаллизации из базальтового расплава, когда они должны были бы образовывать самостоятельные зерна, как это устанавливается во всех других случаях.

Вероятно, для появления значительных объемов анортозитов существенную роль играет давление. Как было показано ранее [Шарков, 1975], при кристаллизации толеитов в условиях низких и умеренных давлений среди высокотемпературных фаз существенную роль играют троктолиты (парагенезис *Ol*+*Pl*). При давлениях в 7—8 кбар вместо них существенную роль начинают играть гарцбургиты и бронзититы, в результате чего происходит интенсивное обогащение расплава кальцием и глиноземом — основными компонентами плагиоклаза.

Анортозиты, ассоциирующие с породами среднего и кислого состава. Эволюция парагенезисов этих интрузивов исследовалась автором с помощью системы *Ol—Or—Pl—Q* [Шарков, Синдеев, 1979].

Величина давления во время затвердевания интрузивов оценивалась на основании петрографических данных. Так, в троктолитах Колвицкого массива были выявлены коронарные пироксен-шпинелевые структуры вдоль границ оливина и основного плагиоклаза. Как известно, возникновение таких текстур связано с субсолидусными реакциями при давлении 8±2 кбар [Кусиро, Иодер, 1968; Green, Hibberson, 1970]. Данные по условиям кристаллизации Каларского массива менее определены, поскольку оливин в анортозитах отсутствует. Однако, судя по парагенезису фаялитового оливина и гиперстерна Fs_{80-85} в чарнокитах этого массива, согласно экспериментальным данным Д. Смитта [Smith, 1971], и по ортопироксеновому геобарометру Вуда — Стренса [Wood, Strens, 1971], величину давления при кристаллизации этих пород также можно оценить в 7±1 кбар. Таким образом, по этим данным, давление при кристаллизации рассмотренных массивов составляло около 7—8 кбар.

В этой связи широкое развитие кварцсодержащих парагенезисов пород свидетельствует о том, что ортопироксеновый барьер в данном случае был преодолен. Согласно данным И. Кусиро [Kushiro, 1969], это возможно лишь в случае существенной водонасыщенности исходного расплава. Об этом же свидетельствуют прямые наблюдения над газовой фазой в плагиоклазах анортозитов аналогичного Каларскому Джугджурского массива, где преобладающим компонентом оказалась H_2O [Ленников, 1979]. Поэтому при построении модели были учтены результаты опытов В. Лута [Luth, 1967] по системе $KAlSiO_4$—Mg_2SiO_4—SiO_2 при высоких P_{H_2O} и данные экспериментов Р. Хилла и П. Редера [Hill, Roeder, 1974], свидетельствующие о значительном расширении объема кристаллизации шпинели при повышенных парциальных давлениях паров воды. Как было показано ранее [Шарков, Богатиков, 1981], шпинелевая фаза в этом случае представлена титаномагнетитом. Общий вид системы при 8 кбар показан на рис. 4.

Как известно, положение тройной точки *Pl—Or—Q* в значительной мере зависит от состава плагиоклаза [Кравцова, 1974]. Ввиду того что в изученных массивах содержание анортитового минала в плагиоклазах анортозитов обычно около 60%, положение тройной точки было принято для An_{60}.

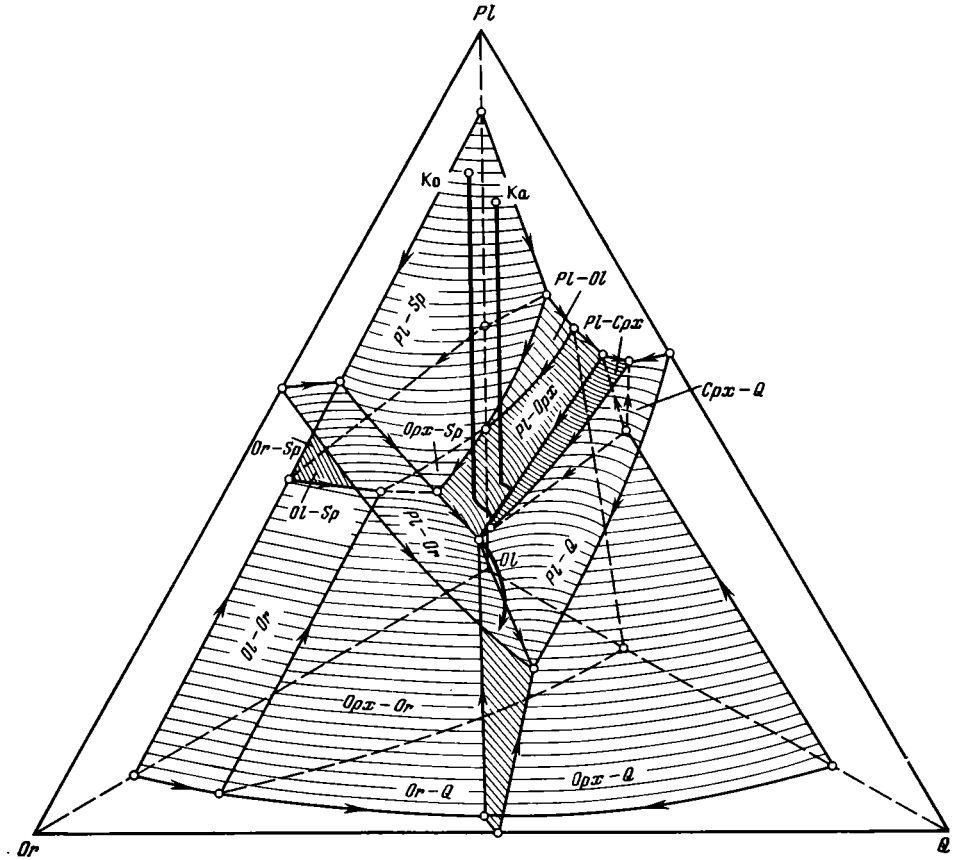


Рис. 4. Общий вид системы *Ol—Or—Pl—Q* при $P_{общ}=8$ кбар в существенно гидротермальных условиях с нанесенными трендами кристаллизации Колвицкого (Ко) и Каларского (Ка) интрузивов

Поля парагенезисов минералов заштрихованы. Стрелки — направление к термическим минимумам системы

Обращает на себя внимание совместная кристаллизация *Opx* и *Or*, постоянно фиксируемая в мангеритах, что находится в противоречии с экспериментами В. Лута, по данным которого в подобных условиях поля кристаллизации этих минералов разделены полем флогопита. По-видимому, это объясняется тем, что объем флогопита на диаграмме выклинивается по направлению к плагиоклазовой вершине. Поэтому он не указан на рис. 4.

Для нанесения фигуративных точек составов исходных расплавов массивов (см. таблицу) составы были пересчитаны на *Ol*, *Or*, *Pl* и *Q*. При этом окислы, входящие в состав нормативных магнетита и ильменита, не учитывались, а пироксены пересчитывались на оливин, причем волластонитовая составляющая опускалась. Возможность исключения последней определяется тем, что, как следует из петрографических данных, тренд кристаллизации кальциевых клинопироксенов в рамках системы $MgSiO_3$—$FeSiO_3$—$CaSiO_3$ в целом параллелен тренду кристаллизации ортопироксенов и пижонитов [Заварицкий, Соболев, 1961; Уэйджер, Браун, 1970; и др.]. Поэтому при сравнительно небольших количествах в расплаве нормативного клинопироксена (<10%) [Шарков,

Синдеев, 1979) исключение волластонитовой молекулы не вносит существенных искажений в изучаемые закономерности.

Фигуративные точки исходных расплавов рассматриваемых массивов располагаются близ вершины плагиоклаза (см. рис. 4). Это предполагает длительный период кристаллизации данного минерала, пока расплавы не достигнут поверхности *Pl—Opx*. Следуя по ней, тренды попадают на котектику *Pl—Opx—Cpx* и затем достигают реакционной точки *Pl—Opx—Cpx—Q*. После фракционирования *Cpx* расплавы попадают на кривую *Pl—Opx—Q*, а затем в следующую реакционную точку *Pl—Opx—Q—Or*, после чего должны заканчивать кристаллизацию на кривой *Pl—Or—Q*. Здесь действительно заканчивалась кристаллизация Колвицкого интрузива, однако в случае Каларского массива расплав покидал эту кривую и заканчивал кристаллизацию на поверхности *Or—Q*.

Следует особо оговориться, что кумулятивные структуры в породах мангеритовой группы устанавливаются только в Каларском массиве. В Колвицком интрузиве эта часть разреза чрезвычайно сильно рассланцована, и поэтому описание пород в кумулятивных терминах не представляется возможным, несмотря на присутствие реликтов первично-магматических минералов.

В целом полученные результаты полностью согласуются с данными по эволюции расплавов известково-щелочных серий [Шарков, Синдеев, 1978] и с экспериментальными данными Т. Грина [1968] по кристаллизации состава кварцевого диорита (андезита).

Таким образом, проведенное исследование показало, что в настоящее время нет оснований привлекать для объяснения природы анортозитов докембрия гипотезу о специфическом «анортозитовом» расплаве. Анортозиты появляются как закономерный продукт эволюции обычных толеитовых и андезитовых базальтов (представителей соответственно толеитовых и известково-щелочных серий) в условиях повышенных давлений. Для разных типов расплавов этап кристаллизации плагиоклаза в качестве единственной фазы наступает в разное время, для толеитовых базальтов это средние стадии эволюции расплава, для пород высокоглиноземистых известково-щелочных серий — ранние стадии.

Различие в путях эволюции расплавов и соответственно в составе ассоциирующих с анортозитами пород связано с существованием ортопироксенового барьера, в первом случае препятствующего появлению кварцсодержащих ассоциаций пород, а во втором, когда он недействен, с широким проявлением этих парагенезисов. В обоих случаях геологически устанавливаемая последовательность кристаллизации главных парагенезисов минералов отвечает теоретически ожидаемой, поэтому нет оснований прибегать к искусственным петрологическим моделям типа фильтр-прессинга, разделения твердых фаз по весу и т. д.

Литература

Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы/Д. А. Великославинский, А. П. Биркис, О. А. Богатиков и др. Л.: Наука, 1978. 296 с.

Баженова Г. Н. Анортозиты Каларского массива.— В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 70—84.

Богатиков О. А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.

Грин Т. Х. Экспериментальные исследования генезиса анортозитов при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, 228—255.

Ермаков В. А., Черных Е. Н., Милютин С. А. Ликвация в гипербазитах с образованием ультраосновного и пироксенитового расплавов.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 1, с. 175—178.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химическая петрография изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 383 с.

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
Кравцова Е. И. Система *Ab—Ob—Or—Q*(H_2O) и *Ab—Or—An—Q*(H_2O) при P_{H_2O} от 0 до 10 кбар.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 3, с. 5—24.
Краснов Н. Ф., Клоккьятти Р. Ликвация силикатного расплава и ее возможная петрологическая роль по данным изучения расплавных включений.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 1, с. 201—204.
Кусиро И., Иодер Г. С. Реакция между форстеритом и анортитом при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 294—299.
Ленников А. М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 164 с.
Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973. 34 с.
Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 244 с.
Уиллем Дж. Геология бушвельдского комплекса — крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений.— В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Мир, 1973, с. 7—26.
Уэйджер Л. П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
Шарков Е. В. Некоторые гранулометрические характеристики пород расслоенных интрузий.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, № 6, с. 532.
Шарков Е. В. Интрузии метагаббро-лабрадоритов—мангеритов Колвицких, Кандалакшских и Сальных Тундр (Кольский полуостров) как интрузии шовного типа зоны глубинного разлома.— В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 21—29.
Шарков Е. В. Опыт парагенетического анализа основных и ультраосновных пород расслоенных интрузий.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1975а, № 4, с. 380—388.
Шарков Е. В. Расслоенные интрузии шовных зон глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975б, № 7, с. 71—81.
Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 186 с.
Шарков Е. В. Каларский анортозито-мангеритовый комплекс в Восточной Сибири.— Геология и геофизика, 1981, № 5, с. 80—88.
Шарков Е. В., Богатиков О. А. Парагенезисы пород щелочно-габбровых интрузий и строение систем оливин — клинопироксен — плагиоклаз — нефелин и клинопироксен — плагиоклаз — нефелин — оргтоклаз.— В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981, с. 21—35.
Шарков Е. В., Синдеев А. С. Кристаллизация толеитовых и известково-щелочных серий в рамках систем *Ol—Cpx—Pl—Q, Ol—Cpx—Pl—Ne, Ol—Or—Pl—Q*.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 2, с. 431—434.
Шарков Е. В., Синдеев А. С. Дифференциация известково-щелочных серий в рамках системы *Ol—Or—Pl—Q*.— Зап. Всесоюз.-минерал. о-ва, 1979, № 1, с. 60—64.
Buddington A. F. The origin of anorthosite re-evaluted.— Geol. Surv. India Rec., 1961, vol. 86, p. 421—432.
Green D. H., Hibberson W. H The instability of plagioclase in peridotite at high pressure.— Lithos, 1970, vol. 3, N 3, p. 209—222.
Hess H. H. Stillwater igneous complex, Montana.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1960, vol. 80, p. 230.
Hill R. R., Roeder P. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity.— J. Geol., 1974, N 6, p. 709—730.
Irvine T. N. Olivine-pyroxene-plagioclase relations in the system Mg_2SiO_4—$CaAl_2Si_2O_8$—$KAlSi_3O_8$—SiO_2 and their bearing on the differentiation of stratiform intrusions.— In: Carnegie Inst. Year Book 74, 1975, p. 492—500.
Jackson E. D. Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana.— Geol. Surv. Profess. Pap., 1961, vol. 358, p. 106.
Kushiro I. The system forsterite — diopside — silica with and without water at high pressure.— Amer. J. Sci., 1969, vol. 207-a, p. 269—294.
Kushiro I., Fujii T. Flotation of plagioclase in magma at high pressures and its bearing on the origin of anorthosite.— Proc. Jap. Acad., 1977, vol. B53, N 7, p. 262—266.
Luth W. S. Studies in the system $KAlSiO_4$—Mg_2SiO_4—H_2O. 1. Inferred phaze relations and petrologic applications.— J. Petrol., 1967, vol. 8, p. 372—416.
Martignole J., Schrijver K. Tectonic and evolution of the Morin anorthosite. Grenville province, Quebec.— Bull. Geol. Finl., 1970, vol. 42, p. 165—209.
Smith D. Stability of the assamblage iron-rich orthopyroxene-olivine-quartz.— Amer. J. Sci., 1971, vol. 271, N 4, p. 370—382.
Windley B. F. Anorthosites in the early crust of the Earth and Moon.— Nature, 1970, vol. 226, N 5243, p. 333—335.
Wood B. J., Strens R. G., jun. The orthopyroxene geobarometer.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 11, N 1, p. 1—6.
Yoder H. S. Experimental studies bearing on the origin of anorthosite.— In: Origin anorthosites and related rocks.— Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18, p. 13—22.

УДК 552.321.5+523.3

О. А. БОГАТИКОВ, Ф. А. ЛЕТНИКОВ, М. С. МАРКОВ, М. К. СУХАНОВ

АНОРТОЗИТЫ И РАННИЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

До недавнего времени обогащенные плагиоклазом основные породы — анортозиты и габбро-анортозиты — не вызывали особого интереса у геологов и рассматривались как частный случай глубокой дифференциации магматического расплава основного состава. Однако достижения геологии последних лет, и особенно исследование лунных пород, показали, что проблема образования анортозитов является одной из важнейших в понимании процессов, приводящих к формированию первичных кор планет на ранних этапах их развития.

Глубокое бурение на Восточно-Европейской платформе и картировочные работы позволили установить, что анортозиты слагают значительную часть цоколя древних платформ. Успехи, достигнутые в освоении космического пространства, позволили установить широкое распространение анортозитов на Луне, а дистанционные исследования дали возможность говорить о наличии анортозитов в корах других планет земной группы, в частности Марса [Базилевский и др., 1981] и Меркурия [Адамс, Мак-Корд, 1977].

Таким образом, проблема анортозитообразования приобрела чрезвычайно важное значение для познания истории становления первичных кор планет земной группы вообще. Особенно важно решение этого вопроса для расшифровки ранней истории Земли, для которой анортозиты являются своеобразными реперами в ее геологической эволюции.

Типы анортозитовых ассоциаций Земли

Термин «анортозиты» объединяет различные по способу образования плагиоклазовые породы, которые можно разделить на две крупные группы.

1. «Автономные» анортозиты (*massif anorthosite*), образующие огромные по площади массивы в ассоциации с основными и кислыми породами, но при существенном преобладании собственно анортозитов. Этот тип анортозитов приурочен исключительно к докембрийским метаморфическим комплексам. В данной монографии они в основном и рассматривались.

2. Стратиформные анортозиты, образующие слои небольшой мощности в разновозрастных расслоенных базитовых интрузиях, образование которых связывается с дифференциацией расплава основного состава.

Если вопрос об образовании стратиформных анортозитов не вызывает особых разногласий у геологов, то генезис автономных анортозитов представляет своеобразную загадку докембрийской истории Земли в силу неповторимости этой геологической формации в более поздние геологические эпохи.

Особенностью автономных анортозитов является также и характер их распространения. Одни из них часто ассоциируют с зонами развития гранулитовых комплексов, в то время как другие часто образуют пояса, приуроченные к краевым частям древних платформ. Среди анортозитов СССР, рассмотренных в данной монографии, к первому типу (анортозиты, ассоциирующие с гранулитовыми комплексами) относятся

многочисленные анортозитовые массивы Кольского полуострова, юга Алданского щита, Анабарского массива и фундамента Русской плиты. Второй тип охватывает многочисленные анортозитовые массивы Украины, Прибалтики и Карелии, образующие огромный пояс, который маркирует юго-западный и западный края дорифейской (или раннерифейской) Восточно-Европейской платформы. Не исключено, что среди первого типа анортозитов имеется несколько подтипов.

Несомненно одно: глобальное распространение автономных анортозитов и четкая приуроченность к различным эпохам и структурам докембрия свидетельствуют о каких-то общих закономерностях их образования на ранних этапах становления земной коры.

На первый взгляд однообразные анортозитовые породы различных массивов весьма сходны, однако они находятся в ассоциации с разными породами, обладают различным валовым составом и составом породообразующих минералов. В одних в качестве темноцветного минерала преобладает оливин, в других — ортопироксен, и по этому признаку их можно разделить на оливиновые и пироксеновые. В одних массивах плагиоклаз представлен лабрадором, в других — андезином, что привело некоторых исследователей к идее о необходимости выделения лабрадоритового и андезинитового типов [Anderson, Morin, 1969].

Немаловажную роль при классификации анортозитов играют и ассоциирующие с анортозитами породы. С одними из них пространственно часто связаны значительные массы кислых пород (мангериты, сиениты, граниты рапакиви), в других случаях они отсутствуют или представлены слабо, в значительных количествах распространены основные и реже ультраосновные разности.

С учетом петрохимических особенностей пород, специфики их минерального состава, геологического положения и характера ассоциации в настоящее время выделены две крупные группы автономных анортозитов [Богатиков, 1979] — субплатформенные и анортозиты ранних этапов развития Земли.

Субплатформенные анортозиты образуют лополитообразные массивы, пространственно и генетически связанные с крупными массами гранитоидных пород. Массивы, образованные такой ассоциацией пород, формировались после или при консолидации цоколя древних платформ. Они, как правило, не несут следов метаморфизма и имеют возраст 1700—1800 млрд. лет (Sm-Nd датировка С. Ф. Карпенко для анортозитов Украины по материалам О. А. Богатикова). Типичным примером анортозитов, входящих в данную ассоциацию, являются хорошо известные анортозиты Украинского щита (Корсунь-Новомиргородский, Коростеньский массивы), Западной Латвии, детально описанные в известной монографии [Анортозит-рапакивигранитная формация..., 1978].

Согласно данным геофизических исследований (см. статью А. П. Биркиса и Л. И. Кошик в наст. сб.), в основании этих массивов вряд ли можно предполагать наличие значительных скоплений более плотных основных и ультраосновных пород, являющихся дифференциатами тех магм, из которых образовались породы этих массивов. Напротив, земная кора под ними оказывается разуплотненной на большие глубины.

Тектоническая приуроченность таких массивов также достаточно очевидна. Они слагают пояса, маркирующие края первых докембрийских стабилизированных блоков (древних платформ). В этом отношении они занимают то же самое пространственное положение, которое в фанерозойское время занимали краевые вулканические пояса, возникновение последних, как известно, связывается с существованием глубинных наклонных срывов (зон Беньофа), уходящих под континент

Это сходство настолько поразительно, что среди пород анортозито-рапакивигранитных формаций наблюдается такая же поперечная зональность отношения K/Na, какая характерна и для их фанерозойских гомологов. На эту особенность петрохимии анортозито-рапакивигранитных формаций обратил внимание Р. З. Левковский [1975], который писал: «Таким образом, на примере гранитоидных комплексов формации рапакиви Восточно-Европейской платформы заметна определенная зависимость общей железистости и соотношения щелочей в этих породах от структурного положения комплексов в пределах кратонов. Для комплексов, расположенных ближе к центрам кратонов (в пределах Онежско-Ботнического кольца), в целом характерны преобладание K_2O над Na_2O и высокая железистость, а для комплексов Кольско-Скандинавского кольца, более удаленных от центра Балтийского кратона,— преимущественно преобладание Na_2O над K_2O и умеренная железистость» (с. 153).

Анортозиты, отнесенные ко второй группе и связанные с ранними этапами развития Земли, являются более древними, чем породы первой группы. Возраст их не установлен точно. Однако радиологические и геологические данные свидетельствуют о том, что их образование произошло не позже 2 млрд. лет назад. Так, например, возраст Джугджурского анортозитового массива не может быть моложе 2,2 млрд. лет, ибо такие радиологические данные получены для апатитов из габброидов второй фазы (см. статью Н. Г. Богдановой в наст. сб.). Анортозиты этой группы часто затронуты процессами древнейшего регионального метаморфизма и перекристаллизованы. Морфологически они представляют собой неправильные тектонические блоки, в которых лишь изредка удается установить первичную пластинообразную форму анортозитовых тел. Эти анортозиты ассоциируют с разнообразными габброидами и иногда с гиперстенсодержащими кислыми породами — чарнокитами, иотунитами, мангеритами, фарсундитами, генетическая связь с которыми решается не всегда однозначно. Кислые породы занимают значительно меньшие объемы по сравнению с гранитами рапакиви, ассоциирующими с анортозитами субплатформенного типа.

Петрохимическая специфика двух данных групп анортозитов заключается в том, что субплатформенные анортозиты являются более железистыми; более железисты и слагающие их темноцветные минералы, а плагиоклазы обладают более кислым составом по сравнению с анортозитами ранних этапов развития Земли (в тех случаях, когда последние незначительно изменены при метаморфизме).

Для анортозитов ранних этапов, как уже отмечалось, характерна приуроченность к зонам гранулитового метаморфизма. В свете формационного анализа две рассмотренные группы анортозитов могут быть отнесены к двум различным формациям — анортозито-рапакивигранитной и анортозито-габбро-норитовой.

Анортозиты, обнаруженные на Луне, входят в состав ассоциации анортозит — норит — трактолит. Особенности этих пород детально описаны [Принц и др., 1979; Тарасов, Назаров, 1979; Ярошевский, 1979; Вуд, 1975; Taylor, 1979; и др.]. Эти проблемы рассмотрены также в статье О. А. Богатикова, Д. И. Фрих-Хара в настоящем сборнике. По своим формационным особенностям анортозиты Луны, несомненно, должны быть отнесены к анортозит-габбро-норитовой формации

Петрохимическая классификация анортозитов

Одной из важнейших характеристик вещества анортозитов является его химический состав. В связи с этим сравнение автономных анортозитов Земли и Луны было предпринято прежде всего по химическому составу.

Собранная авторами коллекция анортозитов и ассоциирующих с ними пород на Земле и Луне насчитывает около 1500 химических анализов (из них около 600 лунных и 900 земных из анортозитовых массивов, известных на территории СССР). Естественно, что тщательная обработка этих данных невозможна без ЭВМ. С этой целью была использована программа кластерного анализа, апробированная на большом материале по петрохимической классификации пород в Институте земной коры СО АН СССР [Флюидный режим..., 1980]. Расчеты проводились на ЭВМ «БЭСМ-6». Положительным свойством кластерного анализа является то, что классификация химических составов пород производится одновременно с учетом всех анализируемых компонентов, что невозможно при существующих системах петрохимических пересчетов. Кроме того, проводимый по программе *R*-анализ позволяет выявить характер связи компонентов в анализируемой выборке, что чрезвычайно важно для петрологических построений. Обработка имеющихся данных была проведена в соответствии с классификацией автономных анортозитов, предложенной О. А. Богатиковым [1979].

Деление автономных анортозитов на две крупные группы: субплатформенные и ранних этапов развития земной коры — было убедительно подтверждено при анализе химического состава автономных анортозитов с использованием *Q*-анализа (группировка анализируемых объектов по наиболее сходным признакам). С этой целью была составлена выборка из 150 представительных химических анализов автономных анортозитов различных типов. В нее вошли анализы субплатформенных анортозитов (Коростеньский, Корсунь-Новомиргородский плутоны, анортозиты массивов Западной Латвии), анортозитов ранних этапов развития Земли (анортозиты массивов Анабарского щита, массива Главного хребта на Кольском полуострове и массивов Восточных Гат Индийской платформы). Кроме того, в выборку вошли анализы анортозитов Луны, анортозитов расслоенных интрузий Забайкалья (стратиформный тип анортозитов) и несколько известных в настоящее время анализов анортозитов океана (желоб Кайман и зона разлома Мария Целеста). Анализы были подобраны с расчетом их наименьших различий по содержаниям основных петрогенных окислов, в частности по содержанию Al_2O_3, с тем чтобы избежать разделения анализируемых составов по заведомо явным различиям.

Результаты анализа приведены на рис. 1, на котором видно отчетливое разделение примерно сходных составов на несколько групп. Обособились составы анортозитов трех видов: 1) анортозиты Луны, 2) субплатформенные и 3) ранних этапов развития Земли. Небольшое количество образцов анортозитов океанов образовали отдельную группу. Составы стратиформных анортозитов не образовали обособленной группировки, а равномерно распределились по группировкам анортозитов различных видов, хотя все же бóльшая их часть тяготеет к анортозитам ранних этапов развития Земли. Таким образом, особенности геологии и петрографии анортозитов различных типов сказываются и на их химическом составе, а закономерности, подмеченные ранее при качественном анализе, подтверждаются количественным анализом с учетом значимых различий.

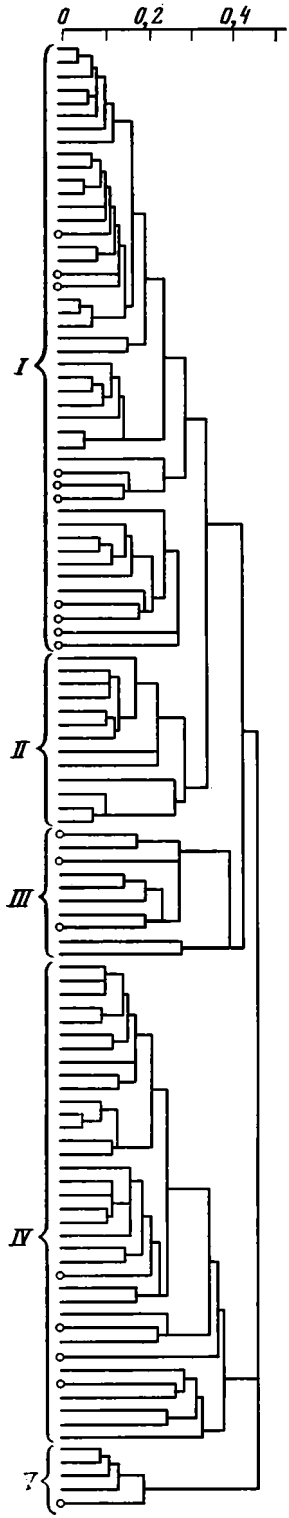
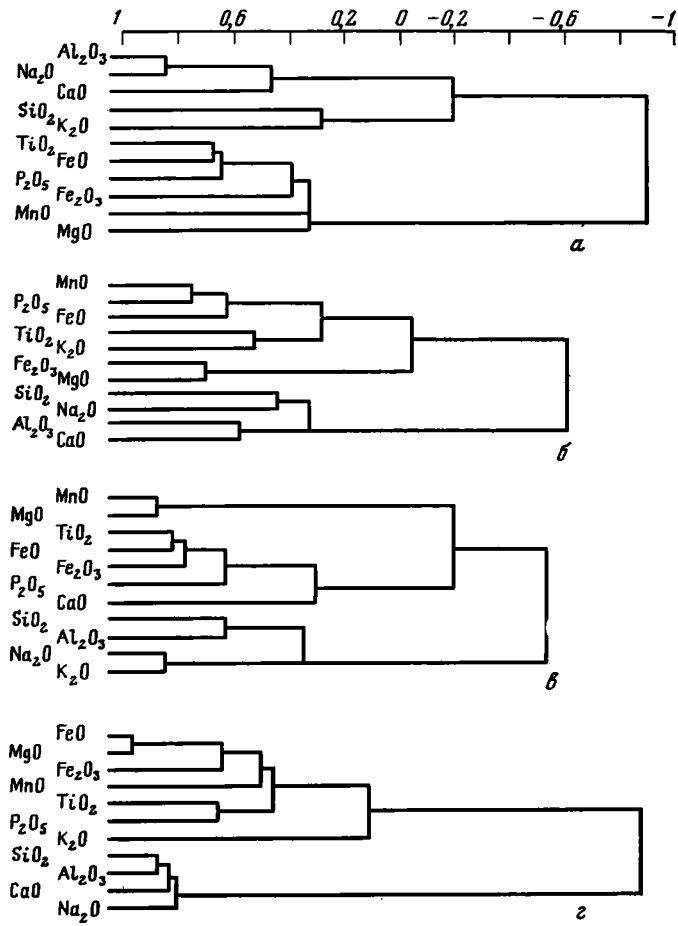


Рис. 1. Результаты кластерного анализа *Q*-типа анортозитов различной формационной принадлежности

I — V — анортозиты:
I — ранних этапов развития Земли,
II — Луны,
III — океана (желоб Кайман),
IV — субплатформенные,
V — океана (зона разлома Мария Целеста).
Точками показаны анортозиты расслоенных комплексов

Рис. 2. Результаты кластерного анализа *R*-типа анортозитов субплатформенного типа (анортозито-рапакиви-гранитная формация

а — в — массивы:
а — Коростеньский,
б — Корсунь-Новомиргородский,
в — Салминский;
г — Западная Латвия



Кроме проведенного Q-анализа сводной выборки анортозитовых составов, были получены кластер-диаграммы Q- и R-типов для всех земных типов анортозитов и различных пород лунной группы ANT (анортозит, норит, троктолит). Следует отметить особую роль анализа R-типа, интерпретация результатов которого приводится ниже. Данный вид анализа позволяет выявить взаимосвязь анализируемых компонентов между собой и оценить ее количественно. Результаты этого анализа наглядно представляются в виде дендрограмм, на которых сила связи между компонентами в интервале от +1 до 0 (влево от 0) убывает, а вправо от 0 становится отрицательной.

Анализ структуры диаграмм R-типа позволяет выявить связь салических и мафических компонентов, при этом, как показывает опыт изучения таких дендрограмм, чем интенсивнее, длительнее протекала дифференциация, результатом которой являются химические составы изучаемых пород, тем сильнее связи внутри группировок салических и мафических компонентов. В случае незавершенности процесса связи между породообразующими компонентами сложнее. На связь породообразующих компонентов между собой существенное влияние оказывают и наложенные процессы, в связи с чем ниже рассматриваются сначала результаты анализа субплатформенных анортозитов, которые характеризуются наименьшей измененностью.

Коростеньский массив. Структура кластер-диаграммы выявляет четкую связь салических и мафических петрогенных компонентов. Отчетливо проявлена связь Al, Ca, Na, Si и K, с одной стороны, и Ti, Fe, Mg, Mn, P — с другой (рис. 2, *а*). Группа Si — K наиболее тесно связана с группой Al — Ca, эта общая группировка имеет отрицательные связи с группой мафических компонентов. Такая структура кластер-диаграммы указывает на то, что изученный тип пород является продуктом глубокой дифференциации. Группа Al — Ca — Na представляет собой своеобразное «плагиоклазовое ядро» и указывает на кумулятивную природу анортозитов данного типа. Мафические компоненты объединяются в две группы, что указывает на наличие двух минеральных ассоциаций: железорудные окисные минералы (Fe_2O_3 — TiO_2 — P_2O_5) и мафические силикаты (FeO — MnO — MgO). Петрографическое изучение анортозитов Коростеньского плутона подтверждает установленные кластерным анализом связи, в том числе и наличие апатит-ильменитовых руд.

Значительный интерес представляет тесная связь калия с кремнием, что может свидетельствовать о присутствии калиевых полевых шпатов, образование которых возможно в процессах наложенной гранитизации либо является свидетельством генетического родства этих пород с гранитами рапакиви. Однако, как известно, анортозиты Коростеньского плутона являются неизмененными породами, в таком случае данный характер связи может быть объяснен присутствием нодулей гранитного состава, аналогичных описанным О. А. Богатиковым для анортозитов Западной Латвии и Салминского плутона [Богатиков, 1979], что весьма существенно при установлении направленности процесса дифференциации и состава исходной магмы.

Рассмотренная кластер-диаграмма анортозитов Коростеньского плутона особенно интересна тем, что она получена по наименее измененным анортозитовым породам. Это дает возможность использовать ее в качестве своеобразного эталона при сравнении анортозитов различных типов, особенно анортозитов ранних этапов развития Земли, в значительной степени метаморфизованных.

Корсунь-Новомиргородский массив. В данном случае структура кластер-диаграммы несколько иная (см. рис. 2, *б*). Для пород этого масси-

ва характерна положительная связь Mn, P и закисного железа, к которым примыкает группа Ti — K. К обобщенной группировке этих компонентов почти с отрицательной связью примыкает группа окисного железа и Mg. Группа мафических компонентов противопоставляется группе салических. Особенность данной кластер-диаграммы состоит в том, что к «плагиоклазовому ядру» ($CaO — Al_2O_3 — Na_2O$) примыкает Si.

Салминский массив. Так же как и в других кластер-диаграммах субплатформенных анортозитов, здесь отчетливо выделяется «плагиоклазовое ядро», в данном случае представленное группировкой SiO_2—Al_2O_3—Na_2O—K_2O при наибольшей связи Na_2O и K_2O, и мафическая группа, в которую вошли все мафические компоненты, за исключением Mg и Mn. Последние, в свою очередь, обнаруживают весьма тесные связи, что и является главной особенностью кластер-диаграммы салминских анортозитов (см. рис. 2, *в*).

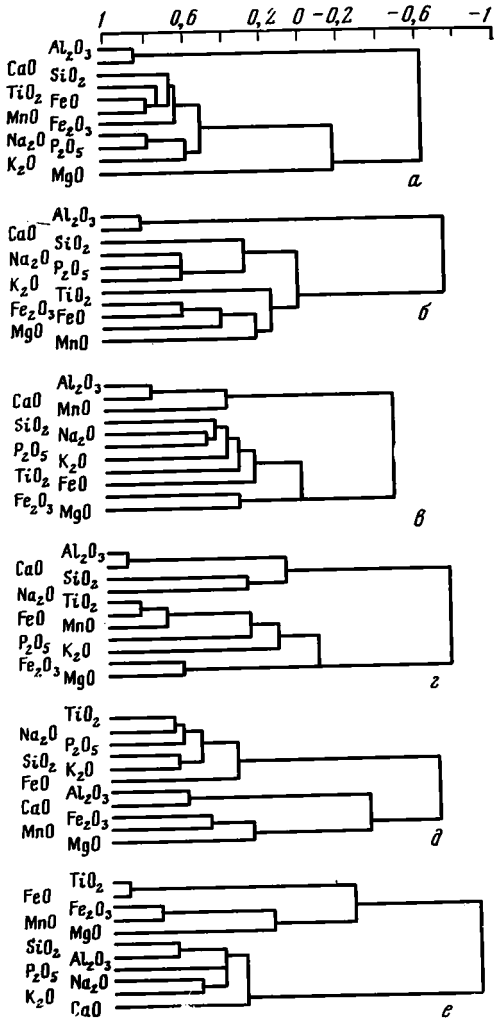
Западная Латвия. Аналогично предыдущим кластер-диаграммам здесь отчетливо проявлено разделение мафических и салических компонентов, характерна тесная связь Ti и P, что свидетельствует о потенциальной рудоносности анортозитовых массивов данного района (см. рис. 2, *г*).

Ниже рассматриваются кластер-диаграммы анортозитов ранних этапов развития Земли, особенностью которых является отсутствие явной связи с кислыми породами и в отдельных случаях интенсивный метаморфизм и гранитизация.

Геранский массив (Становой хребет). Среди анортозитов ранних этапов развития Земли анортозиты Геранского массива являются наименее измененными. Они сохраняют первичные магматические структуры, в них отсутствуют перекристаллизация и раскисление плагиоклаза и другие признаки наложенного метаморфизма. В связи с этим кластер-диаграмма этих пород (рис. 3, *а*) представляет особый интерес. В общих чертах строение данной диаграммы аналогично строению диаграмм субплатформенных анортозитов: отчетливо выделяется «плагиоклазовое ядро» (SiO_2—Al_2O_3—CaO—K_2O), однако наиболее тесные связи в данном случае наблюдаются между Si и Al, к группировке которых последовательно, с уменьшением силы связи примыкают Na, Ca и в последнюю очередь K. Мафическая группировка отчетливо подразделяется на две ассоциации: титан — закисное железо — фосфор и окисное железо — магний. Наименьшей силой связи с этими элементами обладает Mn. Ассоциация Fe, Ti и P подтверждается наличием в Геранском массиве значительных рудопроявлений комплексных апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд.

Лантарский массив. Этот массив, как и Геранский, представляет собой часть одного из крупнейших в мире — Джугджурского анортозитового массива и, по данным А. М. Ленникова [1979], является его наиболее глубинной частью. Кластер-диаграмма лантарских анортозитов аналогична диаграмме Геранского массива (см. рис. 3, *б*), различие заключается в том, что K, хотя и с очень незначительной силой связи, ассоциирует с мафической группировкой, а Mn — с салической, в которой наиболее тесные связи наблюдаются между Ti, P и закисным железом. Хотя в настоящее время в Лантарском массиве обнаружены лишь незначительные проявления апатит-ильменитовых руд, строение кластер-диаграммы лантарских анортозитов по аналогии с геранскими может указывать на их потенциальную рудоносность.

Анабарский щит. Для анортозитов Анабарского щита характерен интенсивный метаморфизм в амфиболитовой фации, при котором темноцветные минералы почти полностью замещаются амфиболом, происходит



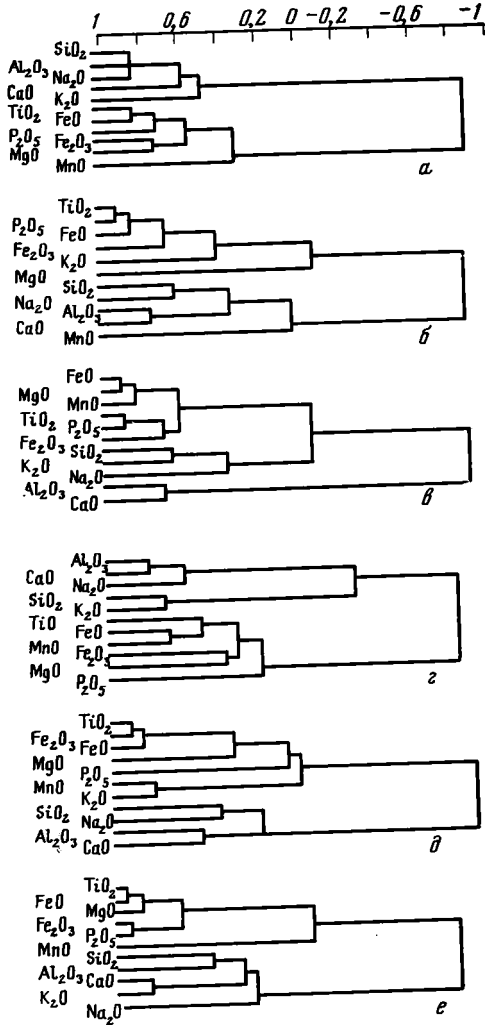


Рис. 3. Результаты кластерного анализа *R*-типа анортозитов ранних этапов развития Земли (анортозито-габбро-норитовая формация)

а — д — массивы: *а* — Геранский, *б* — Лантарский, *в* — Анабарского щита, *г* — Каларский, *д* — Кольского полуострова; *е* — Волго-Уральский район

Рис. 4. Результаты кластерного анализа *R*-типа некоторых разновидностей лунных пород

а — г — четыре группы высокоглиноземистых лунных пород, выделенные кластерным анализом *Q*-типа; *д* — высокоглиноземистые базальты; *е* — *KREEP*-базальты

интенсивная грануляция плагиоклаза, иногда с образованием более основных разностей. Местами проявлены процессы гранитизации. На кластер-диаграмме (см. рис. 3, *е*) это выражается в усилении связи Si и K. Повышенная основность плагиоклаза характеризуется четким обособлением группировки Al и Ca, подобно лунным анортозитам, кластер-диаграммы которых рассматриваются ниже. В группе мафических компонентов характерна связь Ti, P и окисного железа. Эта группировка связана тесно с другой, представленной закисным железом, Mg и Mn.

Каларский массив. Бо́льшая часть слагающих его пород представлена андезинитами, образование которых связывается с наложенными про-

цессами гранитизации. На кластер-диаграмме (см. рис. 3, *г*) это проявляется в тесной связи Si и K. Присутствие неизмененных пород — лабрадоритов отражает группировка Ca—Al—Na, причем последний примыкает к ней с наименьшей силой связи. Фосфор разобщен с титано-магниевой группировкой.

Кольский полуостров. Анортозиты этого региона отличаются от рассмотренных выше анортозитов ранних этапов развития Земли меньшими размерами массивов, преобладанием габброидных и габбро-анортозитовых разностей над собственно анортозитовыми и наибольшей магнезиальностью пород. Кластер-диаграмма анортозитов этого типа (см. рис. 3, *д*) характеризуется отчетливо выделяющейся салической группировкой с наиболее тесными связями между Al и Ca (присутствие основного плагиоклаза) и тесной связью Mg с группировкой Fe и Ti, что подтверждает отсутствие титано-железных руд с апатитом в этих породах (известны лишь титаномагнетитовые рудопроявления).

Волго-Уральский район. Данные об анортозитах весьма ограничены, поскольку массивы анортозитов перекрыты платформенным чехлом и сведения об их образованиях получены при изучении керна. Характерной особенностью кластер-диаграммы анортозитов этого района является связь Si и Al при наличии тесной связи K и Ca (рис. 3, *е*). Особенности структуры кластер-диаграммы анортозитов Волго-Уральского района подтверждают отнесение их к типу анортозитов ранних этапов развития Земли.

Несмотря на общее сходство кластер-диаграмм, анортозиты ранних этапов развития Земли характеризуются наиболее запутанными связями между элементами, частым нарушением «идеальных» связей в «плагиоклазовом ядре» и мафической группировке. Это может быть связано с процессами наложенного метаморфизма, который нарушает изначальные связи между породообразующими компонентами. Однако при сравнении кластер-диаграмм наименее измененных пород этого типа с кластер-диаграммами более молодых субплатформенных анортозитов эта закономерность сохраняется, что однозначно свидетельствует о том, что процессы, результатом которых явилось образование анортозитов ранних этапов развития Земли, протекали более интенсивно, возможно, более быстро, что отрицательно сказалось на установлении «идеальных» связей между компонентами. В этом отношении анортозиты ранних этапов развития Земли являются наименее «зрелыми» конечными продуктами дифференциации исходного расплава.

Анализ петрохимических особенностей лунных пород был проведен следующим образом: 255 представительных анализов пород группы *ANT* были сопоставлены между собой методом кластер-анализа *Q*-типа. Результаты расчетов были получены в виде дендрограммы обобщенных расстояний между объектами, аналогичной приведенной на рис. 1. Анализ дендрограммы позволил выделить четыре крупные группировки среди высокоглиноземистых лунных пород, по каждой из которых был проведен кластер-анализ *R*-типа, выявляющий связи между породообразующими компонентами (рис. 4). Для первой группировки, в которую вошли наиболее высокоглиноземистые и кальциевые породы, характерна тесная связь глинозема и окиси кальция, эти два компонента образуют изолированную группировку, которая показывает отрицательную корреляционную связь со всеми остальными окислами. Кальций и алюминий образуют своеобразное «анортитовое ядро», в то время как Mg, Fe, Ti и Mn формируют мафическую группировку. Весьма характерна группировка Na, K и P, и, наконец, типичной чертой строения кластер-диаграмм лунных пород является отрицательная корреляционная связь

Mg с элементами, не входящими в «анортитовое ядро». Такое строение кластер-диаграммы свидетельствует, с одной стороны, о том, что глиноземистые лунные породы являются продуктом интенсивной дифференциации. С другой стороны, запутанность связей в фемической группировке и отрицательные связи Mg указывают на то, что процессы дифференциации происходили относительно быстро, не позволяя компонентам распределиться в «идеальном» порядке.

Рассматривая кластер-диаграммы остальных групп лунных пород в порядке убывания их глиноземистости (см. рис. 4, *а—г*) можно видеть постепенное расширение «анортитового ядра», в которое вначале входит Mn, затем Si и Na, последнее явно свидетельствует о раскислении плагиоклаза. Происходит перестройка мафической группировки, уменьшается отрицательная связь Mg с остальными компонентами и устанавливается его положительная корреляция с трехвалентным железом.

Для сравнения с породами группы *ANT* аналогичным образом были обработаны анализы лунных высокоглиноземистых базальтов (*HAB*) и субщелочных базальтов (*KREEP*), обогащенных калием, редкоземельными элементами и фосфором. Результаты *R*-анализа приведены на рис. 4, *д*, *е*. Для высокоглиноземистых базальтов характерна группировка породообразующих компонентов по анортозитовому типу, т. е. выделяется «анортитовое ядро», однако в отличие от анортозитов здесь не наблюдается противопоставления Ca и Al остальным компонентам, наиболее тесно с этими элементами связаны трехвалентное железо, Mg и Mn, наиболее характерны сильные положительные связи Ti, P, Na и K с Si. Подобное строение кластер-диаграммы указывает на весьма незначительную степень дифференциации родоначальной магмы, из которой образовались высокоглиноземистые базальты.

Кластер-диаграмма *KREEP*-базальтов является типичным примером диаграмм пород, образовавшихся в результате интенсивной и длительной дифференциации. Происходит полное разделение салических и мафических компонентов; эти две отчетливо выделяющиеся группировки показывают самую значимую отрицательную корреляционную связь между собой (—0,9). Аналогичное строение кластер-диаграмм характерно для земных щелочных пород.

Таким образом, по степени «зрелости» лунные породы могут быть расположены в следующей последовательности: лунные анортозиты являются продуктами наиболее интенсивной, но незавершенной дифференциации; лунные высокоглиноземистые базальты занимают промежуточное положение между анортозитами и *KREEP*-базальтами, которые представляют собой продукт весьма завершенной дифференциации родоначальной магмы, по сути дела ее конечный продукт. По сравнению с земными лунные анортозиты характеризуются наименьшей степенью «зрелости».

Таким образом, кластерный анализ химических составов различных анортозитов позволил отчетливо их разбить на различные группы. В отдельную группировку попали анортозиты ранних этапов развития Земли (анортозито-габбро-норитовая формация). К ним достаточно близко примыкают породы лунных материков.

Наконец, самостоятельную группу образуют субплатформенные анортозиты (анортозито-рапакивигранитная формация), которые в целом характеризуются большей кремнеземистостью и щелочностью, в основном за счет более высокого содержания K, более четко выраженной железистостью минералов и рядом других признаков.

Экспериментальные данные и их применимость к происхождению анортозитов докембрия. Специфика анортозитовых комплексов вызвала целый ряд гипотез об их происхождении. Наиболее распространенными среди них являются: магматическая гипотеза происхождения анортозитов с целым рядом модификаций, касающихся в основном состава родоначальной магмы; метасоматическая, метаморфическая, ассимиляционная и анатектическая. Обзор этих гипотез или отдельных групп их уже неоднократно делался в литературе. Наиболее подробно они рассмотрены в работах Ю. Айзахсена [Jsachsen, 1969], П. Мишо [Mishot, 1966], а в отечественной литературе — в работах Е. В. Павловского [1967] и О. А. Богатикова [1979]. Поэтому вряд ли необходимо делать это еще раз.

В то же время существующие в настоящее время данные (в том числе и приведенные в данном сборнике) позволяют считать, что анортозиты являются типично магматическими породами. К их числу в первую очередь относятся: наличие характерных магматических структур и текстур, существование в массивах анортозитов элементов расслоенности и закономерная эволюция составов минералов, наличие акцессорных минералов, свойственных типично магматическим породам, особенности геохимии пород и др. Это стало особенно очевидным после открытия лунных анортозитов, которые, несомненно, могли образоваться только магматическим путем. Все это заставляет нас в дальнейшем касаться лишь магматической гипотезы происхождения анортозитов и рассмотреть подтверждение ее экспериментальными данными.

В настоящее время известен целый ряд экспериментов, в которых были сделаны попытки в разных условиях получить преимущественно плагиоклазсодержащие фазы в составе кристаллизатов магм различного состава.

Г. Йодер по системе диопсид — анортит — вода показал, что котектика клинопироксена с полевым шпатом резко смещается в сторону последнего при повышении содержания в расплаве H_2O. В связи с этим потери магмой летучих при вариациях давления должны привести к кристаллизации мономинерального плагиоклаза, что и является, по мнению Г. Йодера, причиной формирования анортозитов при кристаллизации водосодержащей базальтовой магмы. В дальнейшем Г. Йодер и К. Тилли [Yoder, Tilley, 1962] показали действие аналогичного эффекта на примере природных базальтовых магм.

Таким образом, из экспериментов Г. Йодера отчетливо вытекает, что возможность образования анортозитов связана с наличием водосодержащих базальтовых магм. В действительности в минеральных парагенезисах анортозитов, особенно образованных в ранние этапы кристаллизации магматического очага, совершенно отсутствуют гидроксилсодержащие минералы, что свидетельствует об относительной сухости родоначальных магм. Для пород анортозит-габбро-норитовой формации это же подтверждает их тесная ассоциация во времени и пространстве с сухим гранулитовым метаморфизмом.

Об относительной сухости магм свидетельствуют исследования характера флюидной фазы анортозитов различной формационной принадлежности, проведенные в экспериментальной лаборатории Института земной коры СО АН СССР. Поскольку анортозиты представляют собой практически мономинеральные породы, анализировались мономинеральные фракции плагиоклазов из анортозитов.

Подготовка мономинеральных фракций плагиоклазов (0,5—0,25 мм) производилась методом магнитной сепарации (для обеспечения представительности анализов). Для анализа использованы только неизмененные образцы. Определения воды и газов, заключенных в плагиоклазах, выполнены по методике высокотемпературного хроматического анализа.

Результаты анализов приведены в табл. 1. Общая газонасыщенность плагиоклазов автономных анортозитов составляет 4,12—1,23 мл/г, что в целом совпадает с данными по плагиоклазам джугджурских анортозитов [Ленников, 1979]. Преобладающим компонентом флюидной фазы является вода, содержание которой варьирует от 3,57 мл/г (субплатформенные анортозиты) до 1,26 мл/г (анортозиты ранних этапов развития Земли). В значительно меньших количествах присутствуют, мл/г: CO — 0,07—0,30, CO_2 — 0,043—0,11, CH_4 — 0,007 — 0,02, H_2 — 0,08—0,18, N_2 — 0,06—0,11.

По общей сумме газов отчетливо выделяются анортозиты Украины и Прибалтики (0,55 мл/г), Анабарского щита (0,67 мл/г) и Антарктиды (0,5 мл/г). Для остальных массивов эта величина составляет 0,32—0,40 мл/г. Наиболее низкий коэффициент восстановленности ($K_{вос} = (CO+CH_4+H_2)/(CO_2+H_2O)$ — соотношение восстановленных и окисленных фаз) у субплатформенных анортозитов — 0,03; у анортозитов ранних этапов развития Земли эта величина значительно выше — до 0,19 (анабарские анортозиты). Таким образом, петролого-геохимические и возрастные различия двух крупных групп анортозитов автономного типа отчетливо проявлены и в составе их флюидной фазы: более поздние субплатформенные анортозиты, связанные с гранитами рапакиви, в большей степени обогащены водой и окисленными фазами по сравнению с более древними анортозитами ранних этапов развития Земли. Как уже отмечалось, плагиоклаз составляет от 100 до 90% анортозитовых пород, поэтому представляется возможным сравнение флюидной фазы плагиоклазов из автономных анортозитов с аналогичными данными по различным магматическим породам. Из табл. 1 видно, что флюидная фаза анортозитов отличается от флюидной фазы различных типов фанерозойских базальтов и других мантийных пород, в то же время она сходна с флюидной фазой гранулитов.

Таким образом, изучение флюидного режима анортозитовых формаций, специфика которых состоит в исключительной приуроченности к докембрию (архей и ранний протерозой), еще раз подтверждает вывод о том, что флюидный режим верхней мантии и глубинных частей земной коры на ранних этапах развития Земли носил восстановительный характер. Особенности состава флюидов анортозитов анортозит-габбро-норитовой формации близки к условиям образования пород гранулитовых комплексов (см. табл. 1), что лишний раз может свидетельствовать о близком времени их образования. Более поздние субплатформенные анортозиты обладают более водным и окисленным флюидом. Это может быть связано с тем, что в образовании субплатформенных анортозитов принимает участие коровый материал.

Изучение флюидной фазы автономных анортозитов позволяет также сделать заключение, что их формирование происходило в гораздо более восстановительной обстановке, чем та, которая обычно принимается для базальтовых лав и габброидных интрузий.

В этой связи представлялось интересным рассмотреть те эксперименты, которые проводились в условиях малых давлений H_2O в расплаве. Прежде всего это широко известные эксперименты Т. Грина [Green, 1969 и др.]. Существенно в них то, что они проводились с сухи-

Таблица 1

Содержание флюидных компонентов (в мг/г) в автономных анортозитах различной формационной принадлежности и некоторых типах мантийных пород

Регион	Породы	Количество проб	H_2O	CO_2	CO	CH_4	H_2	N_2	H_2/H_2O	CO/CO_2	Σ			$K_{вос}$
											флюидных компонентов	газов	газов/$/H_2O$	
Украина, Прибалтика	Субплатформенные анортозиты	5	3,57	0,19	0,064	0,007	0,18	0,11	0,05	0,34	4,12	0,55	0,15	0,03
Каларский массив	Анортозиты ранних этапов развития Земли	5	1,68	0,07	0,043	0,007	0,13	0,07	0,08	0,61	2,00	0,32	0,19	0,10
Анабарский щит	То же	7	1,26	0,28	0,11	0,02	0,17	0,09	0,13	0,39	1,93	0,67	0,53	0,19
Геранский массив	»	5	1,72	0,16	0,05	0,008	0,11	0,06	0,03	0,31	2,11	0,39	0,23	0,09
Кольский полуостров	»	5	2,80	0,15	0,05	0,006	0,12	0,07	0,03	0,33	3,20	0,40	0,14	0,06
Антарктика	»	1	1,55	0,30	0,039	0,006	0,08	0,07	0,05	0,13	2,05	0,50	0,32	0,07
Алданский щит	Основные и ультраосновные породы гранулитового сутамского комплекса	12	4,018	0,65	0,09	—	0,33	—	0,107	0,254	5,207	1,486	0,37	0,126
» »	Высокоглиноземистые сланцы и гнейсы сутамского комплекса*	30	5,501	0,795	0,202	0,001	0,211	—	0,061	0,197	6,874	1,253	0,23	0,072
Прибайкалье	Нодули лерцолитов в кайнозойских базальтах**	10	0,15	0,13	0,26	0,006	0,19	1,07	1,26	2,0	1,86	1,71	11,4	1,82
»	Габбро**	10	9,86	1,26	0,26	0,01	2,27	0,04	0,23	0,20	13,7	3,84	0,38	0,22
»	Анортозиты**	21	6,16	0,36	0,29	0,04	1,25	0,05	0,02	0,8	8,15	2,0	0,32	0,24
Норильский район	Габбро-диабазы**	2	24,5	0,45	0,002	Нет	0,7	0,05	0,03	0,004	25,7	1,2	0,04	0,03

* Данные взяты из работы «Флюидный режим формирования...» [1980].
** Данные взяты из работы «Флюидный режим метаморфизма» [1980].

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) пород, использованных в экспериментах Т. Грина [Green, 1969], и средние составы некоторых анортозитовых массивов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	62,2	53,5	50,3	50,72	51,71	53,21	51,55	53,40
TiO_2	1,1	1,0	1,7	1,45	0,57	0,85	0,57	0,77
Al_2O_3	17,3	22,5	17,0	20,30	24,03	23,31	24,44	23,96
Fe_2O_3	0,3	0,9	1,5	1,98	1,35	1,73	1,82	0,91
FeO	5,9	4,7	7,6	8,34	3,29	2,88	3,21	3,02
MnO	0,1	0,1	0,16	0,12	0,06	0,06	0,06	—
MgO	2,4	2,1	7,8	3,36	2,65	2,59	2,89	1,88
CaO	5,2	9,9	11,4	9,12	10,80	9,75	9,76	9,85
Na_2O	3,3	3,7	2,8	3,40	3,83	4,20	3,45	4,17
K_2O	2,3	1,1	0,18	0,79	0,49	0,70	0,47	0,80

Примечание. 1 — кварцевый диорит; 2 — габбро-анортозит; 3 — высокоглиноземистый базальт; 4—8 — средний состав: 4 — анортозитовых комплексов этапа стабилизации древних платформ СССР, 5 — Каларского массива (без учета чарнокитов), 6 — массива Морин [Papezik, 1965], 7 — Джугджурского массива [Ленников, 1979], 8 — массива Адирондак [Buddington, 1939].

ми системами. Для опытов были выбраны габбро-анортозиты, высокоглиноземистые базальты и кварцевые диориты (табл. 2).

Результаты этих экспериментов в общем показали, что в расплавах кварцево-диоритового состава кристаллизация плагиоклаза в качестве единственной фазы происходит вблизи температуры ликвидуса (чуть ниже нее) в широком интервале давлений. В расплавах габбро-анортозитового состава поле кристаллизации плагиоклаза располагается в области низких и средних давлений (от 6 до 22,5 кбар). При высоких давлениях начинает кристаллизоваться клинопироксен с высоким содержанием алюминия.

В расплавах состава высокоглиноземистых базальтов кристаллизация плагиоклаза происходит при давлениях 9 кбар и ниже. Это наглядно видно из результатов экспериментов, сведенных в работе Т. Грина [Green, 1969] и схематически изображенных на рис. 5. Т. Грином было установлено, что повышение давления ведет к уменьшению содержания анортитовой молекулы в плагиоклазе.

Сходные данные были получены недавно Дж. Холловеем и К. Барнхемом [Holloway, Barnham, 1972].

Оценивая рассмотренные выше данные и сравнивая их с имеющимися геологическими наблюдениями, можно сказать, что образование анортозитов принципиально возможно из высокотемпературных и относительно сухих магм базальтового и андезитового состава в тех случаях, когда они длительное время находятся вблизи температуры ликвидуса в условиях относительно небольших давлений. Данные по баро- и термометрии отдельных анортозитовых массивов, сведенные в табл. 3, подтверждают эту точку зрения.

О кристаллизации анортозитовых комплексов в условиях относительно узкого температурного интервала свидетельствуют и отсутствие в этих породах зональных плагиоклазов, и особенности их структурной упорядоченности [Romey, 1969], а также данные по особенностям структур распада твердых растворов в пироксенах Джугджурского массива (см. статью Н. Г. Богдановой в настоящем сборнике).

Температурный режим остывания массивов можно попытаться оценить и по условиям застывания отдельных интрузивных фаз массивов,

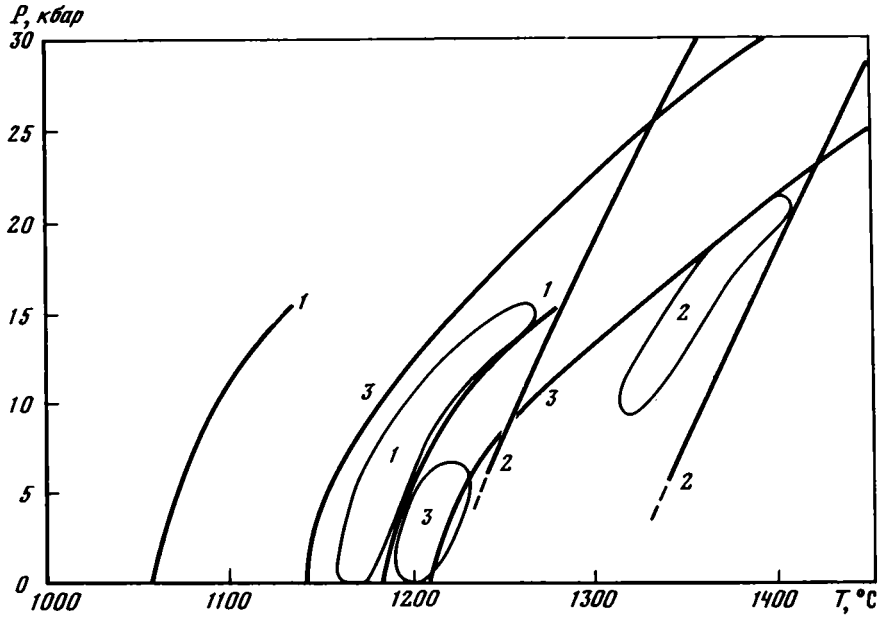
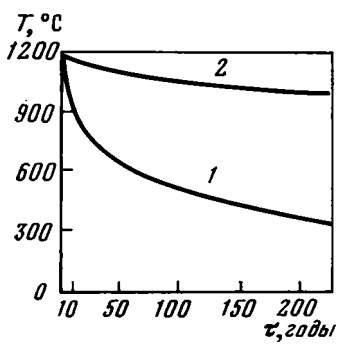


Рис. 5. Результаты экспериментальной кристаллизации анортозитов по Т. Грину [Green, 1969]

1—3 — анортозиты из расплавов: *1* — кварц-диоритового (андезитового), *2* — габброидного—анортозитового, *3* — высокоглиноземистого базальтового составов

Тонкими линиями показаны поля кристаллизации плагиоклаза вблизи ликвидуса; положение кривых ликвидуса и солидуса приблизительное



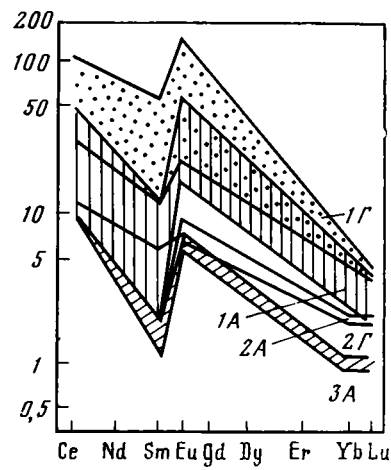


Рис. 6. Охлаждение лавы на поверхности Земли (*1*) и Луны (*2*)

Рис. 7. Нормализованное к хондритам распределение редкоземельных элементов в различных породах

Поля: анортозитов (*1А*) и габброидов (*1Г*) Джугджурского массива, анортозитов (*2А*) и габбро (*2Г*) Каларского массива, анортозитов Анабарского щита (*3А*)

Таблица 3

Условия образования автономных анортозитов

Регион	Массив	Температура, °С	Давление, кбар	Литературный источник	Примечание
Алданский щит	Джугджурский	1250—1300	6	[Ленников, 1979]	Согласуется с условиями метаморфизма вмещающих толщ (чогарская фация: $P=12$ кбар, $T=1000—1100°$ С; сутамская фация: $P=7—8,5$ кбар, $T=820—1030°$ С).
» »	Геранский	1000	5—6	Н. Г. Богданова (см. статью в настоящем сборнике)	По осумилитсодержащим парагенезисам в контактовой зоне
» »	Верхнеудыканский	1000	8—9	[Ленников, Соляник, 1979]	—
» »	Каларский	900—1000	—	[Суханов, Панских, 1981]	По двупироксеновому геотермометру
Кольский полуостров	Сальных, Колвицких, Кандалакшских Тундр и Главного хребта	1000	8	[Приняткина, Шарков, 1979]	—
Прибалтика, Украина	Анортозито-рапакивигранитная формация	950—1100	5—10	[Анортозит-рапакивигранитная..., 1978]	По различным геотермометрам, для кислых пород $T=600—800°$ С; $P=10$ кбар — возникновение расплава, 5 кбар — дифференциация в промежуточном очаге
США, Монтана	Биттерут	650	4	[Berg, 1969)	—
Канада, Квебек	Сент-Джон	800—1000	5—8	[Frith, Currie, 1976]	—
	Морин	1000—1200	9—10	[Jacques, 1974]	—
Северная Америка	Провинция Гренвиль	—	5—15	[Emslie, 1975]	По глиноземистости пироксенов
	Лабривиль	1100	—	[Anderson, 1969]	При парциальном давлении H_2O, равном 2—3 кбар, по изотопии кислорода, плагиоклазу и ильмениту
» »	Адирондак	1000	—	[Taylor, 1969]	По распределению изотопов в сосуществующих минералах. Температура достигала 700—800° С на заключительных стадиях анортозитообразования и 600° С во время образования руд
» »	»	810±50	—	[Buddington, 1969]	По ильменит-титаномагнетитовому геотермометру
Луна	Плавление лунных пород при атмосферном давлении	1316—1451	—	[Виноградов, 1972]	—

что сделано для Джугджурского массива в настоящем сборнике. Из этих материалов видно, что различия в температурах застывания отдельных фаз укладываются в сравнительно небольшой интервал температур.

Таким образом, основываясь на данных ряда экспериментов и на условиях образования отдельных анортозитовых массивов, мы приходим к выводу о том, что для появления анортозитовых пород необходима обстановка медленного остывания магмы в условиях сравнительно небольших давлений либо такого застывания, при котором изменение *PT*-условий происходит вблизи температуры ликвидуса. В этой связи, как нам кажется, становятся понятными многие геологические особенности анортозитообразования, в частности их приуроченность к ранним стадиям развития Земли и Луны.

Ранние стадии развития Земли и Луны, как считают многие исследователи, характеризовались в целом более высокими тепловыми пото-

ками [Ringwood, 1970; Токсоц, Джонстон, 1975; Фрикер и др., 1975; Ламберт, 1980], которые были обусловлены тепловыделениями, образующимися при аккреции, гравитационной дифференциации вещества, при импактной бомбардировке поверхности и радиоактивном распаде. Это неизбежно должно было приводить к плавлению (хотя бы частичному) мантийного вещества на малых глубинах.

Такие же данные получаются не только из анализа анортозитовых ассоциаций раннего докембрия, но и из анализа магматических продуктов его в целом. Так, например, В. И. Шульдинер [1982], рассматривая петрохимию раннеархейских комплексов Алданского щита, пришел к выводу о том, что в их составе преобладают породы высокоглиноземистых, высокотемпературных и малоглубинных магм.

Следовательно, ранние стадии развития Земли и Луны характеризовались повышенной степенью плавления ранней мантии, малой глубиной зарождения магм, и появление анортозитов могло осуществляться в том случае, если эти магмы попадали в условия медленного остывания. На Луне замедленное остывание магматических очагов происходит из-за наличия вакуума. Расчеты, проведенные в лаборатории сравнительной планетологии Геологического института АН СССР, по условиям остывания лавовых потоков на поверхности Луны показали, что остывание их должно происходить в совершенно ином температурном режиме [Проблемы..., 1969]. На Луне охлаждение происходит лишь за счет лучеиспускания, тогда как конвективный вынос тепла там отсутствует. Кроме того, на Луне верхняя часть лавового потока мгновенно вскипает и застывает в вакууме, создавая пористую тепловую подушку над нижележащей частью потока, которая остывает значительно медленнее (рис. 6). Такую же роль на Луне должен играть и рыхлый пористый слой лунного реголита.

Следовательно, сохранение высоких температур под поверхностным слоем Луны должно было приводить к созданию условий замедленного остывания магматических очагов и к возможности появления анортозитов.

Метеоритная обработка Луны, которая, несомненно, была интенсивной на ранних стадиях ее развития, не могла нарушить этого процесса, ибо она также приводила к появлению расплавов, на которых геологически мгновенно вновь возникала плохо проводящая тепло пористая корка.

Становится также понятной и приуроченность массивов анортозит-габбро-норитовой формации к зонам развития гранулитового метаморфизма. Внедрение массивов происходит вблизи пика гранулитового метаморфизма. В тех случаях, когда массивы внедряются перед пиком метаморфизма, они сами оказываются затронутыми им (Каларский массив, где анортозиты прорваны чарнокитами). Когда же их внедрение происходит после пика гранулитового метаморфизма, они имеют контактовые зоны с гранулитами (Джугджурский массив).

В любом случае эти массивы приурочены к интенсивно прогретым зонам земной коры, которые достаточно долго могут удерживать температуры, создавая тем самым возможность для медленного остывания внедряющихся магматических очагов. Для примера рассмотрим ситуацию, свойственную геранской части Джугджурского анортозитового массива. Как уже отмечалось (см. статью Н. Г. Богдановой в настоящем сборнике), *PT*-условия образования анортозитового массива оцениваются следующим образом. Для пород главного комплекса давление в момент кристаллизации массива может быть установлено лишь по косвенным признакам; оно было ниже 7 кбар, а температуры образова-

ния пород — 1100—1200° С [Ленников, 1979; Маракушев, 1968]. Для пород краевого комплекса давление оценивается в 5—7 кбар, а температура — в 950—1050° С [Wood, Banno, 1973]. Условия образования Геранского массива могут быть выяснены также по условиям образования осумилитсодержащего горизонта, который представляет собой эндоконтактовую зону главного анортозитового комплекса. В момент образования этих пород давление было 5—6 кбар [Hensen, Green, 1973], температуры — 950—1100° С [Sheraton et al., 1980]. Для вмещающих гранулитов, представленных двупироксеновыми кристаллическими сланцами, гнейсами и эндербитами, разные исследователи предлагают следующие цифры. Так, например, С. П. Кориковский [1979] приводит такие данные: $P=7$—8 кбар, $T=820$—860° С; Л. И. Карсаков [1978] — такие: $P=8$—8,5 кбар, $T=720$—800° С. Таким образом, условия образования этих комплексов достаточно сходны.

Анортозитовые массивы анортозито-рапакивигранитной формации, как это было показано выше (статья А. П. Биркиса, Л. И. Кошик в настоящем сборнике), занимают положение краевых вулканических поясов. Молодые фанерозойские гомологи этих структур характеризуются прежде всего повышенными тепловыми потоками. Следовательно, и в этом случае, видимо, создавались такие условия, когда длительно могла сохраняться сильно нагретая магма и остывание ее происходило относительно медленно.

Таким образом, анортозитообразование, приуроченное к ранним стадиям развития и Земли и Луны, не обусловлено существованием особых анортозитовых магм, а связано с условиями существования магматических очагов — малой глубинностью, режимом остывания и спецификой флюидной фазы. Такие условия и существовали на ранних стадиях развития этих двух небесных тел из-за повышенных тепловых потоков и малой теплопроводности горных пород. Как только магматические очаги остывают значительно ниже температуры ликвидуса, плагиоклаз начинает выделяться не один, а совместно с другими твердыми фазами.

Геохимия анортозитов и проблема исходной магмы. Анортозитовые комплексы могут возникать как из базальтовых, так и из андезитовых магм при осуществлении особых условий их существования. Очевидно, что можно попытаться решить вопрос о составе исходных магм двух выделенных нами анортозитовых формаций Земли на основе данных геохимических исследований[1]. Попытки решить эти проблемы с помощью данных о закономерностях распределения в них редких и рассеянных элементов предпринимались неоднократно, особенно в последние годы. Существенное значение для решения рассматриваемой проблемы имеют и данные по изотопии ряда элементов, и в первую очередь данные по изотопии кислорода и стронция. В отечественной литературе данных по этому вопросу относительно немного, поэтому авторам для сравнения пришлось использовать зарубежные данные.

Данные по изотопии кислорода в анортозитах СССР были сведены О. А. Богатиковым [1979], показавшим, что отношение $^{16}O/^{18}O$ в плагиоклазах различных анортозитовых массивов и в связанных с ними габброидах свидетельствует о том, что большинство этих образований имеет близкую изотопию кислорода ($\delta^{18}O$ колеблется в них от 6,05 до 6,33‰) и необычайно сходно с изотопией кислорода пород группы *ANT* Луны. В то же время оно очень существенно отличается от отношения

[1] Образование пород группы *ANT* на Луне из базальтовой магмы представляется достаточно очевидным, и поэтому этот вопрос здесь рассматриваться не будет.

$^{16}O/^{18}O$ в метаморфических породах. Очевидно, эти данные можно принять еще за одно свидетельство магматического генезиса анортозитов.

Значительно больше данных об изотопии стронция в этих образованиях. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в анортозитовых массивах Советского Союза были недавно измерены В. И. Виноградовым [Виноградов и др., 1980]. Полученные им данные сведены в табл. 4, из которой видно, что в целом анортозиты характеризуются сравнительно низкими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, которые в среднем равны 0,703—0,705. Сходные значения приводятся и для зарубежных анортозитовых массивов, которые приведены в той же таблице.

Однако известны и более низкие значения (0,7022 для Каларского массива [Виноградов и др., 1980] и 0,7013—0,7032 для массива Шоумере в Канаде [Simmons et al., 1980]). Эти низкие отношения изотопов стронция в плагиоклазах анортозитов, видимо, не очень сильно отличаются от их первичных отношений благодаря тому, что содержание Rb в плагиоклазах очень мало́. Известны также определения изотопных отношений стронция в гранитах рапакиви. Для рапакиви Выборгского плутона они равны 0,704, а для аналогичных пород Коростеньского — 0,714. Сходные данные получены и для пород мангеритовых серий, тесно ассоциирующих с анортозитами в других регионах. Так, для мангеритов и чарнокитов массива Фарсунд указаны значения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}710$ [Duchene, Demaiffe, 1978].

Приводимые выше значения начальных отношений изотопов стронция в анортозитах, несомненно, свидетельствуют о том, что они являются магматическими и глубинными породами. Различия в изотопии стронция плагиоклазов пород отдельных массивов могут быть связаны как с различиями в первичных (начальных) отношениях, обусловленных гетерогенностью мантии либо разным возрастом массивов, так и с разной степенью измененности их вторичными процессами. Обращают на себя внимание два факта. Первый заключается в том, что в целом породы анортозито-габбро-норитовой формации имеют более низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, чем породы анортозито-рапакивигранитной формации; второй — в том, что в районе Джугджурского массива, где сделаны определения изотопии стронция как для пород самого массива, так и для вмещающих кристаллических сланцев, отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ оказываются более низким в последних. Это может свидетельствовать о временно́м разрыве между образованием кристаллических сланцев и анортозитов.

Известно, что породы группы *ANT* на Луне также обладают достаточно низкими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, характерными как для плагиоклазов лунных пород, так и для пород в целом [Папанастасиу, Вассербург, 1979].

Необходимо отметить еще одну особенность геохимии анортозитов. Это четко выраженная положительная аномалия Eu и высокое отношение K/Rb, которые позволяют считать, что плагиоклазы этих пород являются несомненными кумулятами [Philpotts, Schnetzler, 1970; Simmons et al., 1980]. Эти особенности характерны как для анортозитов Луны, так и для земных анортозитов.

В последние годы благодаря работам К. Аллегре [Allegre et al., 1977], Дж. Филпоттса [Philpotts, Schnezler, 1970], Г. Хенсона [Hanson, 1980] и других авторов появилась возможность подойти к оценке родоначальной магмы анортозитов, используя данные о распространенности редкоземельных элементов в породах различных анортозитовых комплексов. Такие оценки основаны на изучении коэффициентов распределения этих элементов в системе минерал — расплав [Hanson, 1980].

Таблица 4

Изотопый состав стронция в автономных анортозитах

Регион, массив, порода	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Среднее
Массив Главного хребта		
Лабрадорит	0,70273	0,70297
Габбро-лабрадорит	0,70322	
Мончегорский плутон		
Лейконорит	0,70325	—
Коростеньский массив		
Анортозит	0,70412	0,70399
»	0,70363	
»	0,70424	
Восточный массив Анабарского щита		
Габбро-норито-анортозит	0,70375	0,70334
Анортозит	0,70293	
Каларский массив, Имангакитская ветвь		
Монокристалл лабрадора	0,70285	0,70307
Лабрадорит	0,70225	
»	0,70233	
»	0,70356	
»	0,70309	
»	0,70436	
Каларский массив, Куронаахская ветвь		
Габбро-норито-андезинит	0,70313	0,70305
Андезинит	0,70271	
»	0,70330	
Геранский массив		
Анортозиты и габбро-анортозиты	0,70428	0,70387
То же	0,70417	
»	0,70487	
»	0,70463	
Кристаллосланцы	0,70237	
»	0,70293	
США		
Адирондак, Нью-Йорк (13)	—	0,7049
Ларами, Вайоминг (8)	—	0,7046
Белс, Айдахо (5)	—	0,7046
Хонейбрук, Пенсильвания (1)	—	0,7040
Розельнд, Виргиния (4)	—	0,7052
Канада		
Найн, Лабрадор (3)	—	0,7055
Мичимакан, Лабрадор (3)	—	0,7036
Мерин, Квебек (2)	—	0,7052
Сент-Айлес, Квебек (2)	—	0,7041
Сент-Джон, Квебек (2)	—	0,7033
Массив Шоумере, Онтарио	—	0,7023
Норвегия		
Эгерсунд-Сонгаль (3)	—	0,7059
Ньеро-Фьорд (3)	—	0,7031
Мексика		
Плума, Хидальго (3)	—	0,7040

Примечание. В скобках указано количество определений, по которым рассчитывалось среднее для массивов. Массив Шоумере — по данным И. Симмонса и Г. Хенсона [Simmons, Hanson, 1980], остальные массивы различных районов мира — по данным С. А. Хита и Х. У. Файрбайрна [Heath, Fairbairn, 1969].

Для пород анортозит-габбро-норитовой формации имеются определения состава редкоземельных элементов, которые выполнены для Джугджурского, Каларского и Анабарского массивов.

Для этих пород (анортозитов ранних этапов развития Земли) спектры распределения редкоземельных элементов весьма показательны. Прежде всего они заметно обогащены легкими редкоземельными элементами и обеднены тяжелыми. Однако кривая спектров распределения этих элементов не очень крутая, что в целом характерно для базальтовых магм, образовавшихся в результате частичного плавления мантии (рис. 7).

Очень сходные кривые распределения редкоземельных элементов были получены И. Симмонсом и Г. Хенсоном [Simmons et al., 1980] для анортозитового комплекса Шоумере в провинции Онтарио. Эти анортозиты распространены среди гранулитового комплекса зоны Капускасинг и сами, как отмечают указанные авторы, подвержены гранулитовому метаморфизму, который выражается в частичной перекристаллизации и в появлении гнейсовых структур. Массив состоит из анортозитов, габбро-анортозитов, габбро и небольших количеств ультраосновных пород, преимущественно пироксенитов. Возраст пород массива 2444±50 млн. лет. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ равно 0,701. Расчеты состава родоначальной магмы, проведенные И. Симмонсом и Г. Хенсоном, показали, что она имела базальтовый состав.

Необходимо также отметить и еще одну характерную особенность геохимии этих анортозитов — положительную европиевую аномалию, которая сохраняется здесь для всех членов серии, включая и габброиды и тоналиты. Таким образом, есть все основания предполагать, что для анортозитов анортозит-габбро-норитовой формации исходными магмами были магмы базальтового состава и что в этом отношении они наиболее сходны с породами группы *ANT* Луны, для которых также характерны близкие кривые распределения редкоземельных элементов [Taylor, 1979; Хаббард, Родс, 1975].

Данных о распределении в породах анортозито-рапакивигранитной формации редкоземельных элементов не так много, особенно по массивам, расположенным на территории СССР. В этом отношении нам во многом помогла работа И. Симмонса и Г. Хенсона [Simmons, Hanson, 1978], рассмотревших все протерозойские анортозитовые массивы восточной окраины Канадского щита[1]. В целом кривые распределения редкоземельных элементов в породах этих массивов достаточно характерны. Анортозиты и габброиды также обогащены легкими и обеднены тяжелыми редкими землями. Богатые плагиоклазом породы имеют положительную европиевую аномалию, которая иногда отсутствует в габброидных разностях этих массивов, чем они отличаются от пород анортозит-габбро-норитовой формации.

Согласно расчетам этих авторов, родоначальная магма массивов могла образоваться в результате вторичного плавления вещества нижней части коры в зонах повышенных тепловых потоков, каковыми и являлись структуры типа докембрийских гомологов краевых вулканических поясов.

Такой вывод о генезисе субплатформенных анортозитов, как нам представляется, поддерживается еще и тем, что с ними тесно ассоциируют большие количества кислых пород (рапакиви, мангериты и др.),

---

[1] К этому же типу авторы относят и массивы, расположенные в поясе Гренвилль, на которые лишь потом наложился гранулитовый метаморфизм, значительно оторванный от них во времени.

которые, как показали геохимические исследования [Duchene, Demaffe, 1978], комагматичны анортозитам, так как характерная для них отрицательная европиевая аномалия позволяет рассматривать эти породы в качестве остаточных магматических очагов. Состав родоначальной магмы может быть оценен и другими способами, и в частности методом главных компонент, использованным авторами книги «Анортозито-рапакивигранитная формация...» [1978].

Различия анортозитсодержащих формаций отчетливо выявляются и по отношению K/Rb в их породах. По данным И. Симмонса и Г. Хенсона [Simmons, Hanson, 1980], в анортозитах ранних этапов эти отношения редко превышают 100, а в габбро-анортозитах они равны 1500—1800. В то же время в аналогичных породах анортозито-рапакивигранитной формации они заметно выше.

Таким образом, данные петрохимии, по флюидной фазе, и геохимии четко показывают, что выделенные две формации земных анортозитов достаточно существенно различаются. Эти же данные подтверждают, что анортозиты ранних этапов развития Земли (анортозит-габбро-норитовая формация) образовались в результате кристаллизационной дифференциации магм базальтового состава, в то время как анортозиты анортозито-рапакивигранитной формации являются производными более кислых андезитовых магм. В этом отношении гомологами пород лунных материков являются анортозиты ранних этапов развития Земли.

Заключение

Предшествующее рассмотрение автономных анортозитов Земли и пород группы *ANT* Луны показывает, что объектами сравнения должны являться анортозиты анортозит-габбро-норитовой формации и породы группы *ANT* Луны. И те и другие являются производными магм основного состава и соответствуют ранним этапам развития этих двух небесных тел.

В то же время при сравнении этих комплексов горных пород видны достаточно существенные их различия [Богатиков, 1979], которые в основном сводятся к следующему: в лунных анортозитах отсутствуют кислые дериваты, в них более основной состав плагиоклаза, они заметно обеднены щелочами и более высокотемпературные. Авторам представляется, что ряд особенностей лунных анортозитов можно объяснить спецификой кристаллизации лунных магм, которые попадали в поле значительно меньших давлений из-за того, что на Луне сила тяжести в 6 раз меньше, чем на Земле. Так, например, литостатическое давление 2 кбар достигается на Луне на глубине 45 км, тогда как на Земле — на глубине 7—8 км. В результате этого лунные анортозиты должны были систематически кристаллизоваться в условиях меньших давлений, при которых состав кристаллизующегося плагиоклаза должен сдвигаться в сторону увеличения анортитовой составляющей [Green, 1969]. В то же время лунные анортозиты не могли образоваться на самой поверхности Луны, о чем свидетельствуют особенности их структур и текстур.

Значительно более медленная отдача тепла вследствие отсутствия атмосферы на Луне также приводила к тому, что анортозитообразование могло совершаться на значительно большем интервале глубин при плавлении вещества протомантии.

В ранние этапы развития Земли обстановка была более сложной. Во-первых, интервал подходящих *PT*-условий для образования анортозитов был существенно сужен. Во-вторых, вследствие конвективной от-

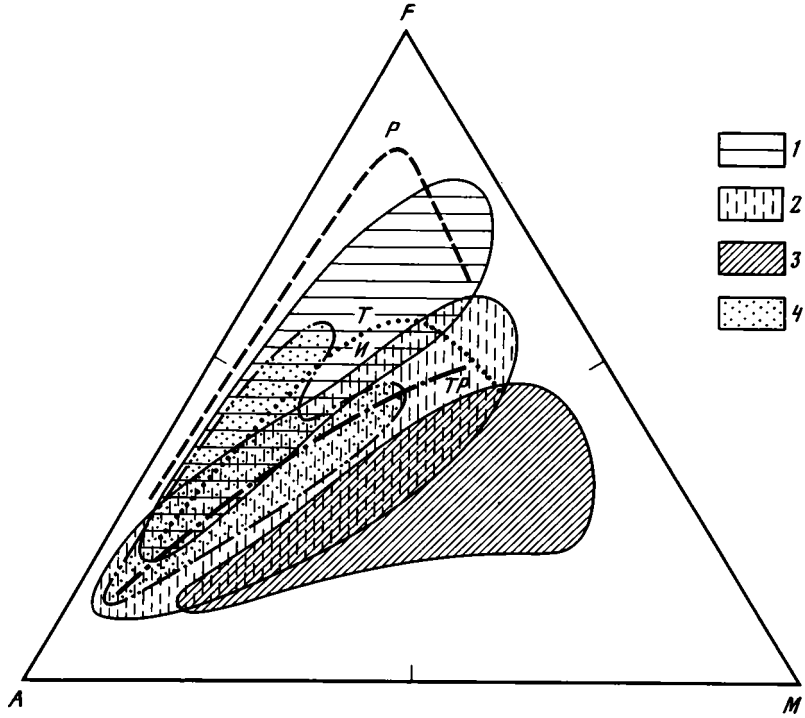


Рис. 8. Диаграмма *AFM* составов анортозитов различных формационных типов

1—4 — поля составов: *1* — высокожелезистых анортозитов анортозито-рапакивигранитной формации, *2*, *3* — анортозитов анортозито-габбро-норитовой формации (*2* — Алданского щита и Анабарского массива, *3* — Балтийского щита), *4* — «серых гнейсов» Лабрадора и Гренландии

Линии: *ТР* — трондъемитовый тренд, *Т*, *И* — раздела толеитовой (*Т*) и известково-щелочной (*И*) серий, *Р* — тренд эволюции химического состава пород скергаардского расслоенного комплекса

дачи тепла земной атмосферой, которая была, вероятно, осуществлена уже на самых ранних этапах развития Земли, спад температуры в ее недрах, видимо, был латерально неоднороден и имелись зоны, в которых не могло происходить в больших объемах анортозитообразование.

Есть, вероятно, и еще одна причина того, что в условиях Луны анортозитообразование могло осуществляться в значительно больших объемах, чем на Земле. Многочисленные экспериментальные данные показывают, что при давлении 15 кбар и выше плагиоклаз становится неустойчивым и кальций уходит в гранат, в пироксен. В этой связи еще раз необходимо подчеркнуть различие литостатического давления в недрах Луны и Земли и то, что на Земле минералы, образующиеся при высоких давлениях, будут расположены на меньших глубинах, что, естественно, уменьшает возможность образования больших объемов плагиоклазсодержащих пород. По-видимому, следует согласиться с точкой зрения В. Р. Мёрти [1980], который писал: «Сомнительно, однако, чтобы Земля имела когда-либо „анортозитовый" внешний слой, какой имеет Луна, потому что градиенты давления на Земле выше, чем на Луне, и на Земле анортозитовые расплавы, интрудированные и раскристаллизованные на глубине более 35 км, претерпевают субсолидусные реакции, которые ведут к разрушению богатых плагиоклазом ассоциаций до ассоциаций с преобладанием пироксена» (с. 37).

Оценивая действия всех этих факторов, можно думать, что на Луне по сравнению с Землей на равную единицу площади в 6 раз больший объем мантии мог продуцировать анортозиты.

Что же в таком случае можно рассматривать на Земле в качестве гомологов пород лунных материков, которые включают в себя породы группы *ANT*, высокоглиноземистые базальты и, возможно, вещество *KREEP*?

В последние годы накапливается все больше и больше данных о том, что ранние этапы развития Земли характеризовались различными высокоглиноземистыми магматическими продуктами. К их числу относятся анортозиты анортозит-габбро-норитовой формации, количество которых невелико по сравнению с лунными. Однако на Земле широко распространены другие продукты высокоглиноземистых магм — это высокоглиноземистые базальты раннеархейских гранулитовых комплексов и высокоглиноземистые тоналиты формации серых гнейсов, которые являются преобладающими породами в раннеархейских комплексах Земли [Богатиков и др., 1979; Шульдинер, 1980; Trondjemites..., 1979].

Многие особенности их состава сближают их с анортозитами. Это отчетливо выявляется на диаграмме *AFM*, где видно, что поля составов серых гнейсов практически совпадают с полями составов анортозитов различных формаций (рис. 8). Кроме того, данные по содержанию редкоземельных элементов в серых гнейсах показывают, что многие из них имеют такие же особенности их распределения, какие характерны для анортозитов ранних этапов развития Земли и пород группы *ANT* Луны. В связи с этим при изучении ранних этапов развития Земли вряд ли стоит искать полную аналогию между их магматическими продуктами и выделять на Земле тот этап, когда шло образование повсеместного или почти повсеместного анортозитового слоя. Гомологами лунных анортозитов на Земле являются все продукты высокоглиноземистых магм раннего архея.

Таким образом, ранним этапам развития Земли и Луны было свойственно образование высокоглиноземистых магм. Однако в силу ряда различий этих двух небесных тел (различных градиентов давлений, разной скорости отдачи тепла, различных флюидных режимов и др.) высокоглиноземистые магмы давали различные магматические продукты.

Литература

Адамс Дж. Б., Мак-Корд Т. Б. Спектральные данные об анортозитовой коре Меркурия. Проблемы планетологии. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1977. Т. 2. 163 с.

Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы/Д. А. Великославинский, А. П. Биркис, О. А. Богатиков и др. Л.: Наука, 1978. 296 с.

Базилевский А. Т., Москалева Л. П., Манвелян О. С., Сурков Ю. А. Оценки содержания тория и урана в породах поверхности Марса: новая интерпретация гамма-спектроскопических измерений «Марса-5».— Геохимия, 1981, № 1, с. 10—16.

Биркис А. Н. Анортозит-гранитная формация Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1980. 55 с.

Богатиков О. А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.

Богатиков О. А., Марков М. С., Рябчиков И. Д. Магматизм ранних этапов развития Земли.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия: (Ранние стадии развития Земли, седиментация, метаморфизм и металлогения докембрия). М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 21—34.

Виноградов А. П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией «Луна-20».— Геохимия, 1972, № 7, с. 763—774.

Виноградов В. И., Богатиков О. А., Марков М. С. Изотопный состав стронция в анортозитовых массивах Советского Союза.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 2, с. 439—441.

Вуд Дж. А. Обзор типов лунных пород и сравнение лунной и земной коры.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 29—45.

Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 150 с.
Карсаков Л. П., Малышев Ю. Ф., Панских Е. А., Ленников А. М. Восточно-Азиатский анортозитовый пояс: Тез. докл., 14-й Тихоокеан. науч. конгр. Хабаровск, 1979, с. 15—16.
Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264 с.
Ламберт Р. Ст. Дж. Архейские тепловые режимы, температура коры и верхней мантии и поэтапная модель эволюции Земли.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 367—379.
Левин Б. Ю., Маева С. В. Загадки происхождения и термической истории Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 283—298.
Левковский Р. З. Рапакиви. Л.: Недра, 1975, 223 с.
Ленников А. М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 164 с.
Ленников А. М., Соляник А. Н. Верхнеундытканский анортозитовый массив.— В кн.: Геология окраины континентов. Владивосток, 1979, с. 81—82.
Летников Ф. А., Шкандрий Б. О., Кузнецов К. Е. Эволюция флюидов при развитии эндогенных процессов в земной коре.— В кн.: Результаты научных исследований Института земной коры в 1973 г. Иркутск, 1974, с. 79—82.
Маракушев А. А. Влияние температуры на равновесия ортопироксен — клинопироксен и ортопироксен — оливин.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968, с. 31—52.
Мерти В. Р. Состав ядра и ранняя химическая история Земли.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 28—39.
Павловский Е. В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 68—89.
Папанастасиу Д. А., Вассербург Г. Дж. Rb-Sr возраст образцов, доставленных «Луной-20» и «Аполлоном-16».— В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979, с. 488—500.
Принц М., Даути Э., Кейл К., Баич Т. Э. Минералогия, петрология и химический состав фрагментов кристаллических пород из образца реголита «Луны-20»; происхождение кумулятивной серии *ANT* и ее взаимоотношение с высокоглиноземистыми и морскими базальтами.— В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979, с. 83—104.
Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома. Л.: Наука, 1979. 127 с.
Проблемы геологии Луны. М.: Наука, 1969. 292 с.
Суханов М. К., Панских Е. А. Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива (Восточное Забайкалье).— В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981, с. 289—308.
Тарасов Л. С., Назаров М. А. Петрографическая характеристика пород из материкового реголита района Аполлоний («Луна-20»).— В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979, с. 105—118.
Токсоц М. Н., Джонстон Д. Х. Эволюция Луны и планет земной группы.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 210—240.
Уэджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980. 192 с.
Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 142с.
Фрикер Е., Рейнольдс Р. Т., Саммерс А. Л. Возможная тепловая история Луны.— В кн.: Луна. М.: Мир, 1975, с. 279—287.
Хаббард Н. Дж., Родс Д. М. Химическая модель формирования лунных пород.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 425—438.
Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.
Ярошевский А. А. Зонное плавление и происхождение магматических пород лунной коры.— В кн.: Грунт из материкового района Луны.— М.: Наука, 1979, с. 327—335.
Anderson A. T. Massif-type anorthosites: Widespread Precambrian igneous rock.— In: Origin anorthosites and related rocks. Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18, p. 47—55.
Anderson A. T., Morin M. Two types massif anorthosites and their relation regarding thermal hystory of the crust.— Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18, p. 57—70.
Allegre C. J., Treuil M., Minster J. F. et al. Systematic use of trace elements in igneous processes.— Contribs Mineral. and Petrol., 1977, vol. 62, p. 57—75.
Arth J. G., Barker F. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implication for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas.— Geology, 1976, N 4, p. 534—536.
Berg R. B. Petrology of anorthosites of the Bitterroot Range, Montana.— In: Origin anorthosites and related rocks. Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18, p. 387—398.

Buddington A. F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism.— Geol. Soc. Amer., Mem., 1939, vol. 7, p. 137.
Buddington A. F. Adirondack anorthositic series.— In: Origin anorthosites and related rocks. Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18, p. 215—231.
Collerson K. D., Bridgwater D. Metamorphic development of early archean and trondhjemitic gneisses: Saglek area, Labrador.— In: Trondhjemitic, dacites and related rocks/ /Ed. F. Barker. Amsterdam — N. Y.— L.: Sydney, Elsevier, 1979, p. 205—273.
Duchence J.-C., Demaiffe D. Trace elements and anorthosite genesis.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 38, p. 249—272.
Emslie R. F. Liquidus relation and subsolidis reactions in some plagioclase-bearing sistems.— In: Carnegie Inst. Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab. 1969—1970, Wash. (D. C.), 1971, p. 148—153.
Emslie R. F. Nature and origin of anorthositic suites.— Geosci. Canada, 1975, vol. 2, N 2, p. 99—104.
Frith R. A., Currie K. L. A model for the origin of the Lac St. Jean anorthosite massif.— Canad. J. Earth Sci., 1976, vol. 13, N 2, p. 389—399.
Green T. H. High-pressure experimental studies on the origin of anorthosite.— Canad. J. Earth Sci., 1969, vol. 6, N 3, p. 427—440.
Hanson G. N. Rare-earth elements in petrogenetic studies of igneous system.— Amer. Rev. Earth and Planet. Sci., 1980, vol. 8, p. 371—406.
Heath S. A., Fairbairn H. W. Sr^{87}/Sr^{86} ratios in anorthosites and some associated rocks.— In: Origin anorthosites and related rocks. Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18, p. 99—100.
Hensen B. J., Green D. H. Experimental study of the stability cordierite and garnet in pelitic compositions high pressures and temperature.— Contribs Mineral. and Petrol., 1973, vol. 38, N 2, p. 151—166.
Holloway J. R., Burnham C. W. Melting of basalts with equilibrium water pressure less than total pressure.— J. Petrol., 1972, vol. 13, pt 1, p. 1—29.
Irvine T. N., Baragar W. R. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.— Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, N 5, p. 523—548.
Jacques M. L'evolution magmatique du Complex de Morin et son apport au probleme des anorthosites.— Contribs Mineral. and Petrol., 1974, vol. 44, N 2, p. 117—137.
Jsachsen Y. W. Origin of anorthosite and related rocks.— In: Origin of anorthosites and related rocks. Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18, p. 435—445.
Michot P. Anorthosites et anorthosites.— Bull. Amsd. roy. Belg. Classe. Sci. Ser. 5, 1966, vol. 41, p. 275—294.
Papezic V. S. Geochemistry of some canadian anorthosites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1965, vol. 29, N 6, p. 673—709.
Philpotts J. A., Schnetzler C. C. Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with applications to anorthosite and basalt genesis.— Geochim. et cosmochim. acta, 1970, vol. 34, N 3, p. 307—322.
Ringwood A. E. Origin of the Moon: the precipitation hypothesis.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 8, p. 131—140.
Rowey W. D. Anorthite content and structural state of plagioclase in anorthosite.— Lithos, 1969, vol. 2, N 1, p. 83—105.
Schnetzler C. C., Philpoots J. A. Partition coefficient of rare-earth elements between igneous matrix material and rock forming mineral phenocryst.— Geochim. et cosmochim. acta, 1970, vol. 34, N 3, p. 331—340.
Sheraton J. W., Offe L. A., Tingcy R. L., Ellis D. J. Enderby Land, Antarctica on unusual Precambrian high-grade metamorphic terrain.— J. Geol. Soc. Austral., 1980, vol. 27, N 1/2, p. 1—18.
Simmons E. C., Hanson G. N. Geochemistry and origin of massiff-type anorthosites.— Contribs Mineral. and Petrol., 1978, vol. 66, p. 119—135.
Simmons E. C., Hanson G. N., Lumbers G. S. Geochemistry of the Shawmere anorthosite complex Kapuskasing structural zone, Ontario.— Precambrian Res., 1980, vol. 11, p. 43—71.
Taylor H. P. Oxygen isotope studies of anorthosites, with particular reference to the origin of bodies in the Adirondack mountains, New York — In: Origin anorthosites and related rocks.— Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18, p. 111—134.
Taylor S. K. Lunar science: a post-Appolo view. N. Y.— Toronto: Pergamon press, 1979. 372 p.
Trondjiemites, dazites and related rocks/Ed. F. Barker. Amsterdam — Oxford — N. Y.: Elsevier, 1979. 659 p.
Wood B. J., Banno Sh. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relation in simple and complex systems.— Contribs Mineral. and Petrol., 1973, vol. 42, N 2, p. 109—124.
Yoder H. S., Tilley C. E. Origin of basalts magmas: an experimental study of natural and syntetic rock sistems.— J. Petrol., 1962, vol. 3, p. 342—532.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . 3

Часть первая

АНОРТОЗИТЫ РАННИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Е. В. Шарков. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова . . 5
М. К. Суханов. Анортозитовая ассоциация Анабарского массива . . . 61
М. К. Суханов. Анортозитовая ассоциация Каларского массива (Алданский щит) 86
Н. Г. Богданова. Строение Геранского анортозитового массива (Алданский щит, Становой хребет) 112

Часть вторая

СУБПЛАТФОРМЕННЫЕ АНОРТОЗИТЫ

А. П. Биркис, Л. И. Кошик. Анортозиты поздних этапов развития Восточно-Европейской платформы 148

Часть третья

АНОРТОЗИТЫ ЛУНЫ

О. А. Богатиков, Д. И. Фрих-Хар. Об образовании анортозитов Луны . . 189
О. Н. Волынец, М. Ю. Хотин, Ю. М. Дубик. Включения габбро-анортозитов в вулканитах островных дуг и сравнение их с породами материков Луны 199

Часть четвертая

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ АНОРТОЗИТОВ

Е. В. Шарков. Физико-химические аспекты образования анортозитов . . 235
О. А. Богатиков, Ф. А. Летников, М. С. Марков, М. К. Суханов. Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны 246

CONTENTS

INTRODUCTION . . . 3

Part first

ANORTHOSITES OF THE EARLY STAGES OF THE EARTH'S EVOLUTION

E. V. Sharkov. Anorthosite massifs of the Kola peninsula 5
M. K. Sukhanov. Anorthosite association of the Anabar shield 61
M. K. Sukhanov. Anorthosite association of the Kalar massif (Aldan shield) 86
N. G. Bogdanova. Structure of the Geran anorthosite massif (Aldan shield, Stanovoi ridge) 112

Part second

SUBPLATFORM ANORTHOSITES

A. P. Birkis, L. I. Koshik. Anorthosites of the later stages of development of the East-European platform 148

Part third

ANORTHOSITES OF THE MOON

O. A. Bogatikov, D. I. Frikh-Khar. On formation of the Lunar anorthosites 189
O. N. Volynets, M. Yu. Khotin, Yu. M. Dubik. Gabbro-anorthosite inclusions in volcanics of the island arcs and their comparison with rocks of the Lunar highlands 199

Part fourth

GENERAL PROBLEMS OF ANORTHOSITE FORMATION

E. V. Sharkov. Physico-chemical aspects of anorthosite formation . . . 235
O. A. Bogatikov, F. A. Letnikov, M. S. Markov. M. K. Sukhanov. Anorthosites and the early stages of the Earth's and the Moon's evolution 246