

**ПОРОДОБРАЗУЮЩЕ
ГРАНАТЫ
УКРАИНСКОГО ЩИТА**

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ГРАНАТЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

3671

Породообразующие гранаты Украинского щита / И. С. Усенко, Р. Я. Белевцев, Т. Г. Щербакова и др.— Киев : Наук. думка, 1980.— 176 с.

В монографии обобщены имеющиеся аналитические и минерало-петрографические исследования по породообразующим гранатам и сосуществующим с ними минералам (биотитам, кордиеритам, гиперстенам, клинопироксенам, амфиболам, хлоритам, ставролитам, фаялитам). Выделены и описаны парагенетические типы гранатов метаморфических пород и гранитоидов, которые расположены по изохимическим и изофизическим рядам. Произведен термодинамический анализ гранат-кордиеритовых, гранат-биотитовых, гранат-гиперстеновых и гранат-клинопироксеновых равновесий, по которым определены *PT*-условия образования гранатсодержащих пород Украинского щита.

Рассчитана на петрологов и минералогов, изучающих глубоко-метаморфизованные образования.

Ил. 78. Табл. 38. Список лит.: с. 134—141.

АВТОРЫ:

И. С. УСЕНКО, Р. Я. БЕЛЕВЦЕВ, Т. Г. ЩЕРБАКОВА, Б. Г. ЯКОВЛЕВ, Г. Л. КРАВЧЕНКО, В. И. ОРСА, К. Е. ЕСИПЧУК, Е. Н. ГОЛУБ, Э. А. НИКУЛИНА, В. В. СЛИПЧЕНКО, В. С. ДУДКО, С. И. ТЕРЕЩЕНКО, Т. П. ХОМЯК, В. В. ВЕНИДИКТОВ

Ответственный редактор *И. С. Усенко*

Рецензенты *А. Л. Литвин, В. А. Слипченко*

Редакция литературы о Земле

П 20805-350
М221(04)-80 275-80 1904020000

© Издательство «Наукова думка», 1980

Гранаты — важная группа породообразующих минералов переменного состава, образуются в широком интервале температуры, давления в породах разного химического состава. Они являются сопутствующими минералами во многих месторождениях полезных ископаемых, иногда образуют собственные месторождения. По сравнению с другими широко распространенными магнезиально-железистыми минералами (биотитами, амфиболами) гранаты отличаются менее разнообразным изоморфизмом, что делает их более удобными типоморфными минералами. Особенно широко распространены гранаты пироп-альмандинового ряда в метаморфических породах и гранитоидах.

В метаморфических породах состав гранатов и их парагенезисы часто служат хорошим индикатором фаций, субфаций и серий регионального метаморфизма, а в гранитоидах химический состав гранатов является типоморфным признаком для выделения генетических групп и восстановления геохимической обстановки гранитообразования.

Как показали исследования породообразующих гранатов (Соболев, 1964; Маракушев, 1965; Перчук, 1970; Фации метаморфизма, 1970), состав гранатов в значительной степени является функцией включающего его минерального парагенезиса, поскольку последний определяется как химическим составом породы, так и физико-химическими условиями ее образования. Учитывая это, парагенезисы гранатов оказываются наиболее удобной основой классификации этих минералов с петрологической точки зрения. По этому принципу выделяются парагенетические типы гранатов (Соболев, 1964; Фации метаморфизма, 1970).

В докембрийских образованиях Украинского щита гранаты характерны для метаморфических пород бедных кальцием (метапелитов), железистых пород и некоторых гранитоидов. Реже они содержатся в метабазах и известково-силикатных породах.

Среди гранатов Украинского щита отмечается лишь часть парагенетических типов из известных в природе. Пока не найдены пиропы из глубинных пород, хотя в терригенных отложениях платформенного чехла западной части Украинского щита и Приазовья известны гроссуляр-альмандин-пиропы, близкие по составу гранатам из включений эклогитов в кимберлитовых трубках (Бобриневич, 1972). Накопленный большой аналитический материал по гранатам Украинского щита позволяет детальнее охарактеризовать имеющиеся парагенетические типы.

Таким образом, одна из главных задач настоящей работы состоит в выделении и характеристике парагенетических типов гранатов, в которых отражен как состав гранатосодержащих пород, так и условия их образования. Состав гранатов в многоминеральных парагенезисах, типоморфные особенности их химического состава, распределение изоморфных компонентов между ними и сосуществующими минералами, а также анализ минеральных парагенезисов являются методами оценки условий образования гранатов и вмещающих их пород.

Основную информацию о составе гранатов дают химические анализы. Показатели преломления, плотность и длина ребра элементарной ячейки относятся к вспомогательным характеристикам и могут использоваться лишь для приближенной оценки состава гранатов. Плотность и длина ребра элементар-

ной ячейки, однако, являются важными константами для определения молекулярного объема гранатов.

Гранаты докембрийских образований Украинского щита относятся к хорошо изученным минералам. Всего выявлено около 500 химических анализов гранатов, более 200 анализов сосуществующих с гранатом минералов и более 100 анализов вмещающих пород. Эти данные разбросаны по многочислен-

ным, преимущественно мелким публикациям или отчетам, они весьма неравномерно распределены по разным породам и районам щита, что связано с различным содержанием граната и возможностями его выделения для химического анализа. Анализированы преимущественно гранаты, содержание которых превышает 5% объема породы. После отбраковки в коллекции оставлено 350 химических анализов гранатов.

СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ

Аб	— альбит	Ме	— мейонит
Акт	— актинолит	Ми	— микроклин
Алм	— алмадин	МП	— моноклинный пироксен
Амф	— амфибол	Мт	— магнетит
Ан	— анортит	Му	— мусковит
Анд	— андалузит	Не	— нефелин
Андр	— андрадит	Ол	— оливин
Анн	— аннит	Омф	— омфацит
Ант	— антофиллит	Орт	— ортоклаз
Ап	— апатит	Пар	— парагонит
Би	— биотит	Парг	— паргасит
Вез	— везувиан	Пер	— периклаз
Вол	— волластонит	Пи	— Са-пироксен
Вюс	— вюстит	Пир	— пироп
Гас	— гастингсит	Пирф	— пиррофиллит
Гед	— геденбергит	Пл	— плагиоклаз
Гем	— гематит	Риб	— рибекит
Гер	— герцинит	Рог	— роговая обманка
Гип	— гиперстен	РП	— ромбический пироксен
Глф	— глаукофан	Ру	— рутил
Гр	— гранат	Руд	— рудный минерал
Грос	— гроссуля	Сал	— салит
Грн	— грюнерит	Сан	— санидин
Грф	— графит	Сап	— сапфирин
Ди	— диопсид	Сер	— серицит
Дол	— доломит	Серп	— серпентин
Жад	— жадеит	Сид	— сидерит
Жед	— жедрит	Сидер	— сидерофиллит
Ил	— ильменит	Сил	— силлиманит
Ист	— истонит	Ск	— скаполит
Ка	— кальцит	Спес	— спессартин
Каол	— каолинит	Ст	— ставролит
Кв	— кварц	Стил	— стильномелан
Ки	— кианит	Сф	— сфен
Клц	— клиноцоизит	Тал	— тальк
Кор	— кордиерит	Трем	— тремолит
Корд	— корунд	Тур	— турмалин
КПШ	— калиевый полевой шпат	Тюр	— тюрингит
Кум	— куммингтонит	Фа	— фаялит
Маг	— магнезит	Фас	— фассаит

Фиб — фибролит
 Фл — флогопит
 Фс — ферросилит
 Фо — форстерит
 Хл — хлорит
 Хлд — хлоритоид
 Ц — циркон

Чер — чермакит
 Шп — шпинель
 Эг — эгирин
 Эд — эденит
 Эн — энстатит
 Эп — эпидот
 Эул — эулит

1.3 — гранат-хлоритовая субфация зелено-сланцевой фации
 2.1 — ставролитовая субфация эпидот-амфиболитовой фации

ИНДЕКСЫ ФАЦИЙ (СУБФАЦИЙ)

2.2 — силлиманит-мусковитовая субфация эпидот-амфиболитовой фации
 3.1 — амфиболитовая фация
 3.1a — промежуточная субфация
 4.1 — гранулитовая фация

X — мольная доля компонента:

$$X_{\text{Na}} = \frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}} ;$$

$$X_{\text{Ca}} = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} ;$$

$$X_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} ;$$

$$X_{\text{Fe}} = \frac{\text{Fe}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} ;$$

$$X_{\text{Mn}} = \frac{\text{Mn}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} ;$$

$$X_{\text{Al}} = \frac{\text{Al}}{\text{Al} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} ;$$

$X_{\text{CO}_2}, X_{\text{H}_2\text{O}}$ — мольная доля в растворе

$$F = \frac{\text{Fe} \cdot 100}{\text{Fe} + \text{Mg}} \quad \text{— общая железистость}$$

КОЭФФИЦИЕНТЫ

$$f = \frac{\text{FeO} \cdot 100}{\text{FeO} + \text{MgO}} \quad \text{— частная железистость}$$

$$\frac{\text{Mn} \cdot 100}{\text{Mn} + \text{Mg} + \text{Fe}} \quad \text{— марганцовистость}$$

$$\frac{\text{Ca} \cdot 100}{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} \quad \text{— известковистость}$$

γ_i — коэффициент активности (a) i -го компонента

K_D — коэффициент распределения

$$\left(K_D = \frac{(1 - X_{\text{Mg}}^{\text{Гр}}) \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{М}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{Гр}} \cdot (1 - X_{\text{Mg}}^{\text{М}})} \right), \quad \text{где } M \text{ — минерал}$$

K_p, K_a — константы равновесия

$n_{\text{Гр}}$ — показатель преломления граната

n — количество анализов в выборке

пор — порода

мин — минерал

тв — твердый раствор

ф.е. — формульные единицы

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Цифры при символе минерала обозначают его железистость (F), при символе плагиоклаза — его основность

Сейчас накоплен большой опыт изучения гранатов, имеются обобщающие сводки по гранатам разных докембрийских регионов, а также по парагенетическим типам гранатов (Соболев, 1964; Фации метаморфизма, 1970; Гранулитовая фация..., 1972; Великославинский, 1972; Жданов, Малкова, 1971; Перчук, 1971). Проанализированы условия образования гранатосодержащих минеральных парагенезисов метапелитов и метабазитов (Маракушев, 1965, 1968, 1970; Перчук, 1970, 1973; Кориковский, 1967, 1969, 1970, 1976; Кепежинскас, 1977; Федькин, 1970).

Проведены экспериментальные исследования равновесий с участием гранатов разного состава (Дорошев, Малиновский, 1974; Бойд, Ингленд, 1968; Мак-Грегор, 1968; Кусино, Йодер, 1968; Грин, Рингвуд, 1968; Рингвуд, Грин, 1968; Hsu, 1968; Hsu, Burnham, 1969; Richardson, 1968; Hensen, Green, 1971, 1972, 1973; Hensen a. o., 1975; Dahl, 1968; Currie, 1971; Weisbrod, 1973a, б).

Большие успехи имеются в определении термодинамических констант минералов, хотя для гранатов эти константы еще недостаточно согласованы с экспериментальными данными (Федькин, 1970; Newton a. o., 1974; Charl a. o., 1975; Robie, Waldbaum, 1968; Карпов и др., 1968, 1971).

На основании термодинамического анализа экспериментальных и эмпирических данных предложены геотермометры и геобарометры, восстанавливающие условия образования гранатосодержащих равновесий (Соболев, 1964; Перчук, 1970, 1973; Фации метаморфизма, 1970; Маракушев, 1968, 1970, 1973; Перчук, Рябчиков, 1976; Hensen, Green, 1973; Currie, 1971, 1974; Курепин, 1976; Белевцев, 1977; Термо- и барометрия..., 1977; Kretz, 1961; Hutcheon a. o., 1974; Wood, 1974; Froese,

1973, 1973a; Thompson, 1976). В 70-е годы получены новые данные об энергетике гранатовых твердых растворов (Hensen a. o., 1975; Froese, 1973; Ganquly, Kennedy, 1974; Саксена, 1975), которые позволяют рассчитывать активность компонентов гранатов и уточнять условия формирования содержащих их пород.

Породообразующим гранатам из докембрийских образований Украинского щита посвящено много работ. Наиболее полно описаны гранаты и их парагенезисы из высокоглиноземистых гнейсов (Горошников, 1971; Берзенина, 1970; Венидиктов, 1978; Белевцев, 1975; Костюк, 1955; Хмарук, 1965; Доброхотов, 1968; Щербаков, 1975; Щербак, 1975). Довольно хорошо охарактеризованы гранаты железистых пород (Белевцев, 1975; Глевасский и др., 1971; Железисто-кремнистая формация..., 1974; Кравченко, Хмарук, 1966; Кравченко, Яковлев, 1976; Ярошук, Оноприенко, 1975; Петрография..., 1956; Яковлев, 1976).

Неплохо изучены гранаты гранитоидов и особенно пегматитов (Венидиктов, 1978; Доброхотов, 1968; Щербак, 1975; Белевцев, 1975; Щербаков, 1975; Орса, 1973; Левковская, Орса, 1967; Литовченко, 1972; Кононов, 1970; Ивантишин, 1960). Менее полно охарактеризованы гранаты основных пород (Щербаков, 1975; Кравченко, Яковлев, 1976; Яковлев, 1976; Усенко, Щербаков, 1970) и низкотемпературных сланцев (Белевцев, 1975; Ярошук, Оноприенко, 1975; Петрография..., 1956; Скаржинская, 1975; Карпенко и др., 1971; Мордовец, 1972; Мельник, Стрыгин, 1963). Гранаты высокотемпературных пород изучены лучше, чем низкотемпературных. Имеются лишь единичные анализы гранатов зеленосланцевой фации.

При описании обычно приводятся только химические анализы гранатов и названия пород, иногда плотность и показатель преломления. Подробные минеральные парагенезисы и анализы сосуществующих с гранатами магнезиально-железистых минералов публикуются значительно реже.

Кроме широко распространенных пиральспитовых существенно алмандиновых гранатов встречаются относительно редкие типы гранатов — гроссуляры и гроссуляр-андрадиты из карбонатных и известково-силикатных пород (Венидиктов, 1978; Сироштан и др., 1976; Хмарук, 1963, 1970; Щербак, 1959; Гнатив, 1960; Пискорская, 1968; Щербаков, 1963; Марченко, Чашка, 1968; Нечаев, 1960), а также алмадин-спессартины (Мордовец, 1972; Мельник, Стрыгин, 1963; Левковская, Орс, 1967).

Пироповый гранат в докембрийских образованиях достоверно не установлен. В. В. Байраков (1964) описывает гранат неоднородного характера с колебаниями состава от пиропового до богатого железом из ксенолита эклогитоподобных пород в дайке лампрофиров (камptonитов) Октябрьского щелочного массива в ассоциации с яркозеленым клинопироксеном, гиперстеном, основным плагиоклазом и шпинелью. В частности, в оранжевом гранате $n = 1,744$, $a_0 = 1,1603$ нм, в розовом — $n = 1,755$, $a_0 = 1,1497$ нм.

Мелкие зерна пиропы обнаружены в терригенных отложениях платформенного чехла (Бобриевич, 1972). Эти гранаты отличаются низкой железистостью ($F = 15-20\%$) и по компонентному составу сходны с пиропами кимберлитов, т. е. имеются некоторые основания для поисков кимберлитовых трубок

(Бобриевич и др., 1975). Гранаты с высоким содержанием кноррингитового компонента, которые являются непосредственными спутниками алмазов, в терригенных отложениях Украины не обнаружены.

Составу гранатов и прежде всего их железистости во многих парагенезисах отводится важная роль при фациальной диагностике метаморфических комплексов (Горошников, 1971; Белевцев, 1975; Щербаков, 1975; Щербак, 1975; Усенко и др., 1971, 1972). Многими исследователями отмечается повышение магнезиальности пиральспитовых гранатов с ростом степени метаморфизма. Б. И. Горошниковым, И. С. Усенко, Р. Я. Белевцевым, Р. И. Сироштаном, Т. Г. Щербаковой, И. Б. Щербаковым, Б. Г. Яковлевым, К. Е. Есипчуком, Н. П. Щербаком и другими изучалось распределение компонентов между гранатом и сосуществующими минералами и устанавливались *PT*-условия метаморфизма по теоретическим и экспериментальным данным.

Типоморфическому значению состава гранатов и корреляции железистости или магнезиальности граната и других минералов посвящены работы И. С. Усенко, Р. И. Сироштана, Т. Г. Щербаковой, И. Б. Щербакова, Н. П. Щербака, Р. Я. Белевцева, В. Г. Яковлева, Е. Б. Глевасского, К. Е. Есипчука, Б. И. Горошниковой, В. М. Венидиктова, В. И. Курепина, С. М. Доброхотова и др.

В то же время, несмотря на определенные достижения в области исследования породообразующих гранатов, нет сводной обобщающей работы, в которой были бы выделены основные парагенетические типы гранатов и показано их петрогенетическое значение.

ГЛАВА II. ОБРАБОТКА АНАЛИЗОВ И ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЛЕКЦИИ

В нашем распоряжении имеется большой, но разнородный аналитический материал по гранатам Украинского щита, который полу-

чен на протяжении тридцати послевоенных лет в различных химических лабораториях. Количество анализируемых гранатов резко увеличилось в последние 5—10 лет, большая часть анализов выполнена в химической ла-

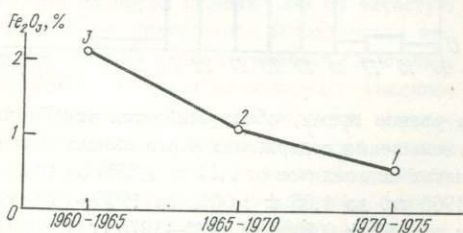
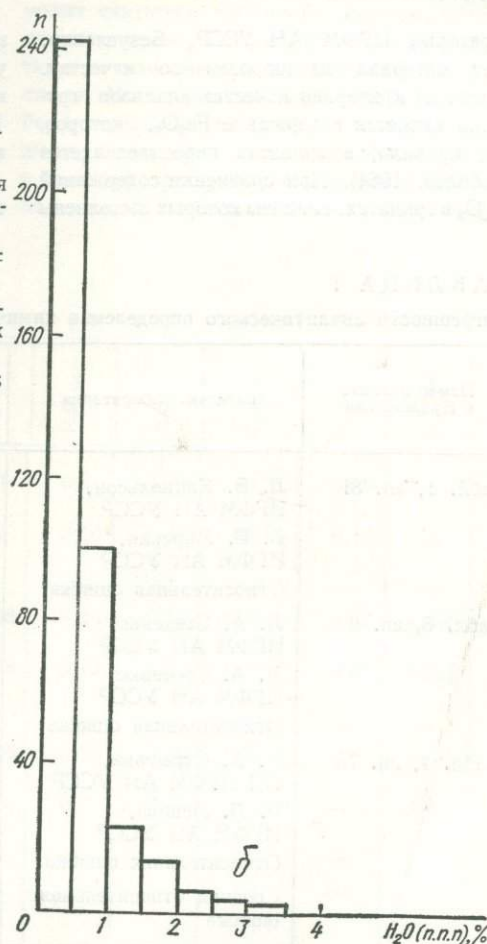
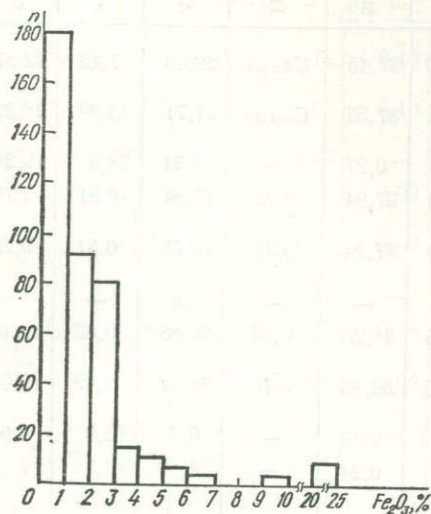


Рис. 1. Качество определения содержания Fe_2O_3 в существенно альмандиновых гранатах:

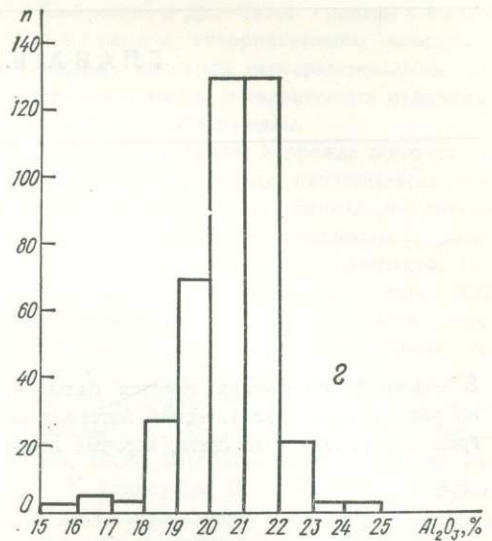
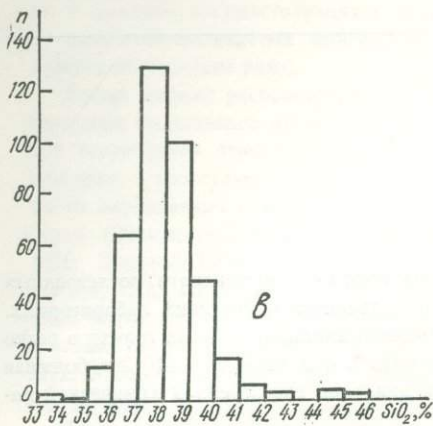
1 — $0,526 \pm 0,50$; 2 — $1,05 \pm 1,00$; 3 — $2,16 \pm 1,35$

Рис. 2. Гистограммы содержания компонентов в существенно альмандиновых гранатах УЩ ($n=386$):

a — Fe_2O_3 ; б — H_2O + (п. п. п.); в — SiO_2 ; г — Al_2O_3



Продолжение рис. 2



боратории ИГФМ АН УССР. Безусловно, этот материал неоднороден по качеству. Одним из критериев качества анализов гранатов является содержание Fe_2O_3 , которое, как правило, в гранатах переопределяется (Соболев, 1964). При сравнении содержаний Fe_2O_3 в гранатах, анализы которых выполнены

в разное время, обнаруживается тенденция уменьшения содержания этого окисла в гранатах метapelитов от $2,16 \pm 1,35\%$ за 1960—1965 гг. до $1,05 \pm 1,00\%$ за 1965—1970 гг. и до $0,52 \pm 0,50\%$ за 1970—1975 гг. (рис. 1).

Методика обработки анализов в основном та же, которую применял Н. В. Соболев

ТАБЛИЦА 1

Погрешности аналитического определения химического состава гранатов; %

Номер анализа в Приложении	Аналитик, лаборатория	Год	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Табл. 1, ан. 81	Л. В. Кацнельсон, ИГФМ АН УССР	1970	37,45	Следы	22,46	7,42	22,87
	Б. В. Мирская, ИГФМ АН УССР	1970	37,55	Следы	21,71	3,08	28,32
	Относительная ошибка	—	0,27	—	3,34	58,5	19,24
Табл. 6, ан. 6	Л. А. Стеценко, ИГФМ АН УССР	1970	37,94	0,22	17,84	0,31	9,79
	Л. А. Стеценко, ИГФМ АН УССР	1970	37,94	0,22	19,78	0,31	9,79
	Относительная ошибка	—	—	—	9,8	—	—
Табл. 1, ан. 75	А. А. Стрыгина, ОП ИГФМ АН УССР	1975	38,26	0,04	20,88	0,65	30,46
	Р. Л. Левина, ИГФМ АН УССР	1975	38,43	0,10	21,07	2,49	29,06
	Относительная ошибка	—	0,44	—	0,9	73,9	4,6
	Средняя относительная ошибка	—	0,24	—	4,68	44,1	7,95

(1964). Мы также считаем, что в пиральспитовых гранатах переопределялись Fe_2O_3 , SiO_2 , Na_2O , K_2O и H_2O (п. п. п.), иногда Al_2O_3 либо в результате ошибок анализов, либо из-за примесей других минералов (включения, загрязненность монофракций). Большинство химических анализов гранатов, содержащих $SiO_2 > 40\%$, $Fe_2O_3 > 3$, $Na_2O + K_2O$ (п. п. п.) > 1 , $Al_2O_3 \geq 10\%$ от 2,00 ф. е., отбраковывались. Примерно такие же пределы отбраковки приняты К. Б. Кепежинским (1972). Эти пределы обоснованы статистически (рис. 2).

Одной из важных проблем изучения химического состава гранатов является содержание в них андрадитового компонента. В составе гранатов из пород бедных CaO он зачастую анализами не фиксируется (практически нет либо Fe_2O_3 , либо CaO). В гранатах с заметным содержанием обоих этих окислов с увеличением содержания CaO наблюдается закономерное понижение показателя преломления (см. рис. 50), которое хорошо объясняется наличием в гранате не андрадитового, а гроссулярового компонента. На это указывает также Н. В. Соболев (1964). Кроме того, между CaO и Fe_2O_3 при статистическом анализе

не наблюдается значимой положительной корреляции, в то время как между FeO и Fe_2O_3 фиксируется большой отрицательный коэффициент корреляции. Эти данные дают основание для вывода о том, что почти все изучаемые гранаты, кроме гроссуляров и андрадитов из карбонатных известково-силикатных пород, содержат гроссуляровый компонент и практически не содержат андрадитового. С другой стороны, при расчете кристаллохимических формул гранатов на пять катионов (без Si) иногда наблюдается небольшой дефицит Al (0,05—0,10 ф. е.), хотя нередок и избыток его. Возможно, это связано с ошибками аналитического определения глинозема. В гранатах из магнетитсодержащих железистых пород наблюдаются те же закономерности в содержании андрадитовой молекулы. Хотя проблема андрадитового компонента в пиральспитах не может считаться решенной, имеется много данных в пользу того, что в изученных гранатах этот компонент почти или совсем отсутствует. Мы принимаем последний вариант и Fe_2O_3 пересчитываем на FeO, т. е. на альмандиновую молекулу, а кальций вводим лишь в молекулу гроссуляра (известковый компонент, по Н. В. Соболеву, 1964). Этот вывод

$FeO_{общ}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$H_2O_{гигр}$	П.п.п	$Si_{мля}$	P_2O_5	$\rho, г/см^3$	F
29,53	0,41	6,73	1,12	0,10	0,0	0,8	1,10	99,82	0,08	—	71,11
31,08	0,32	6,96	1,05	0,10	0,0	0,10	0,57	99,88	0,12	—	71,48
5,0	22,0	3,3	6,25	—	—	—	—	—	—	—	0,52
10,07	23,30	3,45	6,37	0,09	0,08	0,12	0,67	100,25	0,07	4,009	62,08
10,07	20,65	3,78	6,65	0,09	0,08	0,12	0,67	100,15	0,07	4,009	59,91
—	11,37	8,73	4,2	—	—	—	—	—	—	—	3,5
31,04	0,97	6,81	1,36	0,14	0,08	0,12	0,39	100,16	—	—	71,6
31,30	1,12	5,91	1,26	0,08	0,20	0,0	0,19	99,99	—	3,99	74,6
0,84	13,4	13,2	7,35	—	—	—	—	—	—	—	4,0
1,95	15,59	8,41	5,93	—	—	—	—	—	—	—	2,67

поддерживается исследованием состава искусственных магнезиально-железисто-кальциевых гранатов (Hensen, Green, 1973). Содержание TiO_2 в гранатах небольшое — от 0 до 0,3—0,4% — большей частью около 0,1%. В связи с этим проблема титансодержащего компонента ($Ca_3Ti_2Si_3O_{12}$), наличие которого в гранате обсуждает Н. В. Соболев (1964, 1973), не является актуальной для гранатов Украинского щита. Все же статистический анализ отмечает положительную корреляцию между Ca и Ti и отсутствие таковой между Ti и Si, что дает основание относить Ti к шестерной, а не к четверной координации в структуре гранатов.

Таким образом, исследование химического состава гранатов щита сводится, за небольшим исключением, к установлению соотношений между четырьмя миналами-компонентами: альмандином ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$), пиропом ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$), спессартином ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$) и гроссуляром ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$). В связи с этим для исследования химического состава гранатов особенно важна точность определения четырех окислов: FeO ($+Fe_2O_3$), MgO , MnO и CaO .

Погрешности, связанные с неточностью химического анализа гранатов, можно ориен-

тировочно оценить по трем образцам, которые проанализированы дважды (табл. 1).

Также отбраковывались анализы гранатов без привязки либо без данных о минеральном парагенезисе. После отбраковки для исследования осталось 350 химических анализов гранатов. В число этих анализов вошли опубликованные данные и материалы авторов настоящей работы. Кроме того, использованы анализы из коллекций Е. Б. Глевасского, Г. В. Жукова, Н. Г. Коваленко, М. А. Ярощук, Р. И. Сироштана, Н. И. Половко, М. Н. Доброхотова, В. Л. Бойко, которым авторский коллектив выражает свою искреннюю признательность.

По химическому составу и генетическим особенностям изученные гранатсодержащие породы разделены на девять групп: I — метаморфические породы бедные CaO и богатые K_2O (метапелиты); II — метаморфические породы бедные CaO и K_2O ; III — метабазиты; IV — железистые породы бедные CaO ; V — железистые породы богатые CaO ; VI — известково-силикатные и карбонатные породы; VII — альмандин-спессартины; VIII — региональные гранитоиды; IX — жильные пегматиты и аплиты-пегматоидные граниты.

№	Состав граната				Состав породы			
	CaO	MgO	MnO	FeO	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	K_2O
11,17	—	—	—	—	—	—	—	—
11,18	—	—	—	—	—	—	—	—
11,19	—	—	—	—	—	—	—	—
11,20	—	—	—	—	—	—	—	—
11,21	—	—	—	—	—	—	—	—
11,22	—	—	—	—	—	—	—	—
11,23	—	—	—	—	—	—	—	—
11,24	—	—	—	—	—	—	—	—
11,25	—	—	—	—	—	—	—	—
11,26	—	—	—	—	—	—	—	—
11,27	—	—	—	—	—	—	—	—
11,28	—	—	—	—	—	—	—	—
11,29	—	—	—	—	—	—	—	—
11,30	—	—	—	—	—	—	—	—
11,31	—	—	—	—	—	—	—	—
11,32	—	—	—	—	—	—	—	—
11,33	—	—	—	—	—	—	—	—
11,34	—	—	—	—	—	—	—	—
11,35	—	—	—	—	—	—	—	—
11,36	—	—	—	—	—	—	—	—
11,37	—	—	—	—	—	—	—	—
11,38	—	—	—	—	—	—	—	—
11,39	—	—	—	—	—	—	—	—
11,40	—	—	—	—	—	—	—	—

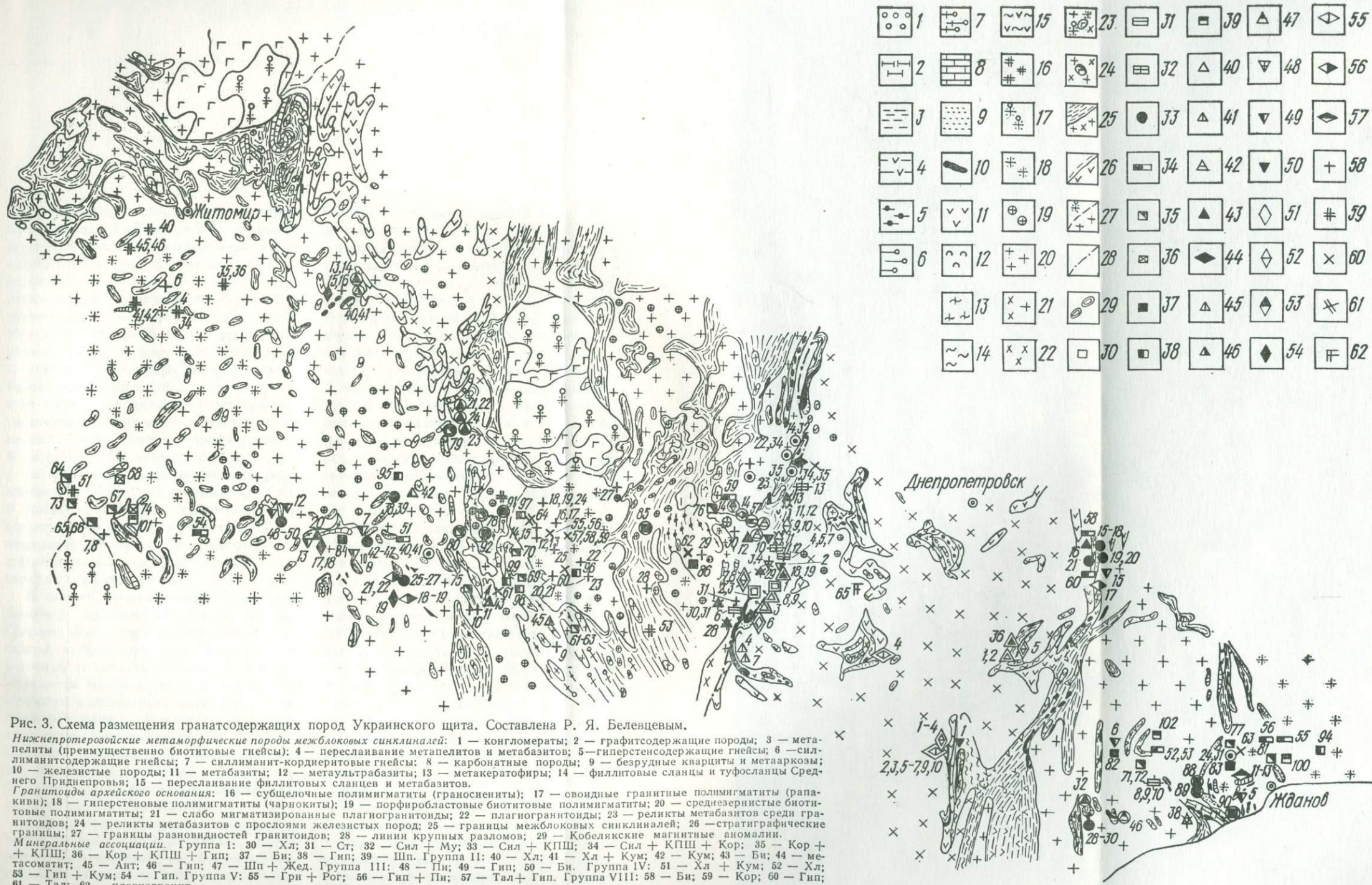


Рис. 3. Схема размещения гранатосодержащих пород Украинского щита. Составлена Р. Я. Белевцевым.

Нижнепротерозойские метаморфические породы межблоковых синклиналей: 1 — конгломераты; 2 — графитосодержащие породы; 3 — метapelиты (преимущественно биотитовые гнейсы); 4 — переслаивание метapelитов и метабазитов; 5 — гиперстенсодержащие гнейсы; 6 — силлиманитсодержащие гнейсы; 7 — силлиманит-кордиеритовые гнейсы; 8 — карбонатные породы; 9 — безрудные кварциты и метааркозы; 10 — железистые породы; 11 — метабазиты; 12 — метаультрабазиты; 13 — метакератофиры; 14 — филлитовые сланцы и туфосланцы Среднего Приднепровья; 15 — переслаивание филлитовых сланцев и метабазитов.

Гранитоиды архейского основания: 16 — субщелочные полимикматиты (граносениты); 17 — оvoidные гранитные полимикматиты (рапаквивы); 18 — гиперстеновые полимикматиты (чарнокиты); 19 — порфиробластные биотитовые полимикматиты; 20 — среднезернистые биотитовые полимикматиты; 21 — слабо мигматизированные плагиогранитоиды; 22 — плагиогранитоиды; 23 — реликты метабазитов среди гранитоидов; 24 — реликты метабазитов с прослоями железистых пород; 25 — границы межблоковых синклиналей; 26 — стратиграфические границы; 27 — границы разновозрастных гранитоидов; 28 — линии крупных разломов; 29 — Кобелякские магнитные аномалии.

Минеральные ассоциации. Группа I: 30 — Хл; 31 — Ст; 32 — Сил + Му; 33 — Сил + КПШ; 34 — Сил + КПШ + Кор; 35 — Кор + КПШ; 36 — Кор + КПШ + Гип; 37 — Би; 38 — Ст; 39 — Шп. Группа II: 40 — Хл; 41 — Хл + Кум; 42 — Кум; 43 — Би; 44 — метасоматит; 45 — Ант; 46 — Гип; 47 — Шп + Жед. Группа III: 48 — Пи; 49 — Гип; 50 — Би. Группа IV: 51 — Хл + Кум; 52 — Хл; 53 — Гип + Кум; 54 — Гип. Группа V: 55 — Грн + Рог; 56 — Гип + Пи; 57 — Тал + Гип. Группа VI: 58 — Би; 59 — Кор; 60 — Гип; 61 — Тал; 62 — плагиогранит.

Цифры на рисунке соответствуют номерам анализов в Приложении. Парагенезисы зеленосланцевой фации обведены двойным контуром, эпидот-амфиболитовой — штрихами с четырех сторон, амфиболитовой — кружком, гранулитовой — без изменения

ГЛАВА III. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Гранатосодержащие метаморфические породы на Украинском щите входят в состав нижнепротерозойских толщ межблоковых синклиналей, которые представляют собой метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования. Все эти толщи залегают на архейских гранитоидных основаниях (Белевцев, 1975). Распространенность метаморфических пород разного состава подчиняется тектонической зональности: от Среднего Приднепровья и Брусиловско-Первомайской зоны на восток и на запад уменьшается роль метабазитов и увеличивается мощность метапелитов, а также растет степень метаморфизма этих пород. В переходных тектонических зонах наряду с метабазитами и метапелитами отмечаются железистые породы значительной мощности. В низах разрезов метаморфических толщ располагаются метаморфизованные коры выветривания плагногранитов, которые представлены высокоглиноземистыми породами и нередко содержат гранат.

В составе метаморфических толщ межблоковых синклиналей (эвгеосинклинали Среднего Приднепровья) преобладают метабазиты, значительную роль играют метакератофиры и метаультрабазиты и меньшую железистые породы и метапелитовые сланцы. Напротив, в миогеосинклиналях и форландах Вольно-Подольи, Ташлыкско-Звенигородской зоны, Ингуло-Ингулецкого района и Приазовья преобладают метапелитовые гнейсы, подчиненное положение занимают карбонатные породы, безрудные кварциты, железистые породы и метабазиты.

В зонах промежуточных миоэвгеосинклиналей (Брусиловско-Первомайской, Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской) наблюдается весь набор метаморфических пород, характерный как для эв-

так и для миогеосинклиналей. В разрезе толщ межблоковых синклиналей (на примере Криворожья) обычна такая стратиграфическая последовательность пачек: 1) метапелиты и безрудные кварциты древней коры выветривания; 2) метабазиты; 3) аркозо-филлиты; 4) тальковые сланцы; 5) переслаивание железистых роговиков и высокожелезистых сланцев (железородная толща); 6) углистые сланцы; 7) карбонатные породы (доломиты); 8) метапесчаники и метаконгломераты. Каждая из выделенных пачек имеет сложный состав: наблюдается переслаивание разных пород с преобладанием выделенной главной разновидности. Мощность всей толщи и отдельных пачек (от десятков до 1000—1500 м) сильно изменяется как по простиранию, так и по падению.

От миоэвгеосинклинали в сторону миогеосинклинали уменьшается мощность нижних пачек, и они выпадают одна за другой снизу вверх по разрезу. От миоэвгеосинклинали в сторону эвгеосинклинали увеличивается мощность метабазитовой и метаультрабазитовой пачки, метакератофилов и туфогенных образований и уменьшается мощность терригенных толщ. Межблоковые синклинали, в которых залегают метаморфические породы, представляют собой узкие, опрокинутые в сторону эвгеосинклиналей синклинории, которые в плане сложно изгибаются, виргируют, быстро сужаются или расширяются.

Наличие и содержание граната в докембрийских образованиях Украинского щита зависит от состава пород и условий их формирования. Хотя сами метаморфические породы составляют всего 15—20% площади щита, гранаты в них значительно разнообразнее и имеют большее петрологическое значение по

сравнению с гранатами гранитоидов. Гранат как феррофильный минерал тяготеет прежде всего к породам высокожелезистым, и поэтому он чаще всего встречается в сланцах и гнейсах железорудной формации. Однако с повышением степени метаморфизма состав гранатосодержащих пород сильно сдвигается в магнезиальную область, в связи с чем обычные среднежелезистые метapelитовые гнейсы уже могут содержать гранат.

Наиболее характерен гранат для гнейсов гранулитовой фации бедных СаО с силлиманитом, кордиеритом или гиперстеном. Почти все эти породы содержат кварц, плагиоклаз и биотит, а часть из них также и калиевый полевой шпат. Довольно широко распространены гранат-биотитовые и гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы амфиболитовой фации. Гранат-мусковитовые (+ ставролит или андалузит) сланцы эпидот-амфиболитовой фации встречаются значительно реже. Гранат в породах зеленосланцевой фации в ассоциации с мусковитом (серицитом), хлоритом или куммингтонитом наблюдается почти исключительно в высокожелезистых сланцах или роговиках железорудной формации.

Для метабазитов Украинского щита гранат мало характерен. Двупироксеновые метабазиты гранулитовой фации обычно не содержат его. В относительно редких гранатосодержащих метабазитах (эклогитоподобных породах) Среднего Побужья содержится гранат позднего происхождения, развивающийся за счет пироксенов и плагиоклаза (Усенко, Щербаков, 1970; Щербаков, 1975; Яковлев, 1976). Наряду с поздним гранатом возможен и равновесный. Двупироксеновые гранатосодержащие метабазиты описаны также Е. Б. Глеваским и другими в северной части Орехово-Павлоградской полосы и в Западном Приазовье.

Для железистых пород, обогащенных Al_2O_3 , гранат является весьма характерным минералом, независимо от условий метаморфизма. Только в железистых породах низкотемпературной области зеленосланцевой фации (биотит-хлоритовая субфация) гранат встречается редко, а уже в гранат-хлоритовой субфации и в более высокотемпературных железистых породах, как бедных, так и богатых СаО (с роговой обманкой или клинопироксеном), гранат является типичным минералом. Гранатосодержащие железистые по-

роды распространены в пределах Украинской докембрийской железорудной провинции. Хлоритосодержащие железистые породы известны в Криворожском, Кременчугском, Сурском, Белозерском, Чертомлыкском районах. Гранат-куммингтонитовые железистые породы известны в Криворожском, Правобережном, Кременчугском, Конкском районах, Орехово-Павлоградской зоне, Гуляйпольском и Сорокинском районах. Гранат-гиперстеновые железистые породы распространены в Среднем Побужье, Белоцерковском, Правобережном, Корсакском и Мангушском районах Западно-Ингулецкой и Орехово-Павлоградской зон (рис. 3). Несколько особняком находятся эулизиты — фаялитсодержащие железистые породы, гранатосодержащие разности которых отмечены лишь в Мангушском районе.

Описанные гранаты относятся к пиральспитам, а содержание известкового компонента даже в ассоциации с роговой обманкой или клинопироксеном не превышает 20%.

Почти чистые гроссуляры встречаются редко, они описаны лишь в карбонатных породах Приднестровья (Венидиктов, 1978). Гроссуляр-андрадиты также относятся к довольно редким гранатам щита. Они известны в известково-силикатных сланцах.

Среди гранитоидов, содержащих гранат, различаются породы, имеющие региональное распространение (региональные гранитоиды), и жильные пегматиты и аплиты-пегматоидные граниты. Региональные гранитоиды весьма широко развиты на Украинском щите (до 80% его территории) и составляют нижний архейский структурный этаж, переработанный в той или иной мере процессами гранитизации. Это гранитоиды чудново-бердичевского, житомирского и кировоградского типов Вольно-Подоллии и Приднестровья, новоукраинского, верблюжско-боковьянского и кировоградского типов центральной части щита, плагиограниты и полимигматиты Среднего Приднепровья и Приазовья. Гранат содержит лишь гранитоиды бедные СаО гранулитовой и амфиболитовой фаций. Ассоциация граната с амфиболом в гранитах не установлена, хотя в метаморфогенных парагенезисах она обычна. В других разновидностях гранитоидов, например в Корсунь-Новомиргородском или Коростенском плутонах, гранат является редким минералом или отсутствует.

В отдельную группу гранатсодержащих пород выделены пегматиты и жильные аплито-пегматоидные граниты, широко распространенные в пределах Украинского щита. В геологическом и генетическом отношении это довольно неоднородная группа, объединяющая образования различного возраста и происхождения. Многие представители этой группы еще недостаточно изучены, в связи с чем существует немало неясных вопросов, касающихся геологии и петрологии этих образований. На основании особенностей состава, структуры и приуроченности к определенным гранитоидным комплексам целесообразно расчленить их на такие разновидности: 1) жильные аплито-пегматоидные граниты среди архейских плагиигранитов днепровского комплекса и, вероятно, определенным образом с ними связанные; 2) пегматиты и пегматоидные граниты бердичевского комплекса; 3) пегматиты и пегматоидные граниты побужского комплекса; 4) аплито-пегматоид-

ные граниты и пегматиты кировоградско-житомирского комплекса; 5) мусковитовые пегматиты и аплиты Среднего Приднепровья; 6) редкометальные пегматиты Приазовья; 7) аплит-граниты осницкого комплекса.

Большинство изученных гранатсодержащих пегматитов и жильных пегматоидных гранитов относится к типу так называемых керамических пегматитов, характеризующихся простым минеральным составом. Кроме щелочного полевого шпата, кислого плагноклаза и кварца в них в небольшом количестве могут содержаться биотит и магнетит, а также очень ограниченный набор редкометальных акцессорных минералов. Мусковитовые пегматиты состоят в основном из микроклин-пертита и крупных выделений мусковита. Отчетливо выражен метасоматический характер заключительного этапа становления этих пород. В равной мере эта особенность характерна и для редкометальных пегматитов.

ГЛАВА IV. КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Как уже указывалось, состав граната и его парагенетический тип зависят от двух факторов — состава породы и термодинамических условий образования (преимущественно от степени метаморфизма).

Среди гранатосодержащих метаморфических пород прежде всего выделяется очень большая группа бедных СаО метапелитовых гнейсов и сланцев. Однако, как показали исследования многих петрологов (Соболев, 1964; Фации метаморфизма, 1970; Добрецов и др., 1972; Фации метаморфизма..., 1974; Кориковский, 1967, 1969, 1970), фациальное значение того или иного парагенезиса минералов метапелитов в значительной степени зависит от степени его насыщенности K_2O , т. е. содержат ли эти парагенезисы насыщенные K_2O минералы — мусковит или калиевый полевой шпат. Эти минералы участвуют во многих критических метаморфических реакциях, и их наличие или отсутствие имеет большое значение для парагенетического анализа.

В связи с этим среди метапелитов бедных СаО выделяются две группы: 1) насыщенные или богатые K_2O (с мусковитом или калиевым полевым шпатом) и 2) бедные (недосыщенные) K_2O (калийсодержащие минералы представлены одним биотитом).

Затем среди метаморфических гранатосодержащих пород выделяется группа (третья) основных пород (метабазитов), которые отличаются ассоциацией граната с плагноклазом и роговой обманкой или (и) клинопироксеном.

Четвертую группу составляют железистые породы бедные СаО (магнетитсодержащие).

В пятую группу входят железистые (магнетитсодержащие) породы богатые СаО (с кальциевым амфиболом или пироксеном).

Железистые породы отличают также отсутствие полевых шпатов и редкость биотита. Магнетит в некоторых железистых породах содержится в небольшом количестве (такониты), но и при этом порода и составляющие ее силикатные минералы отличаются высокой железистостью.

Шестую группу составляют карбонатные и известково-силикатные породы, содержащие гроссуляры или андрадиты.

В седьмую группу включены редкие богатые MnO низкотемпературные сланцы, содержащие спессартин.

В восьмую группу входят гранитоиды, слагающие в пределах щита значительные поля, тела или массивы. Это в основном породы, насыщенные или богатые K_2O и бедные СаО. Среди них выделяются биотитовые, кордиеритовые и гиперстеновые разновидности. Гранат и кордиерит в гранитоидах являются минералогическими индикаторами повышенной глиноземистости. Гиперстен в некоторых случаях является индикатором повышенной железистости. Ассоциация Гр + Гип + Ол установлена в новоукраинских гранитах на участках развития пород с наиболее высокой железистостью. В плагногранитах, отличающихся повышенными содержаниями СаО и слабой недосыщенностью K_2O , гранат наблюдается исключительно редко.

Девятая группа объединяет пегматиты и жильные аплит-пегматоидные граниты. Петрохимически это весьма неоднородная группа пород, часто слагающих зональные и сложно-дифференцированные тела. Гранаты этой группы разделены по особенностям состава и с учетом геолого-структурного положения содержащих их пород.

При выделении фаций и субфаций регионального метаморфизма использована клас-

сификация В. С. Соболева и других (Фации метаморфизма, 1970). Хлоритовые и хлоритовидные сланцы отнесены к зеленосланцевой фации (биотит-хлоритовая (1.2) и гранат-хлоритовая (1.3) субфации), а ставролитовые и андалузитовые сланцы — к эпидот-амфиболитовой фации (ставролитовая субфация (2.1)). Силлиманит-мусковитовые породы характеризуют силлиманит-мусковитовую субфацию (2.2) эпидот-амфиболитовой фации. Породы амфиболитовой фации (3.1) отличаются силлиманит-ортоклазовой ассоциацией (вместо мусковит-кварцевой в эпидот-амфиболитовой фации), широким распространением силлиманит-биотитовых, биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов, отсутствием гиперстен-полевошпатового парагенезиса. Последний характерен для гранулитовой фации (4.1) в гнейсах и метабазитах. Запрещенными минералами для гранулитовой фации являются куммингтонит и ромбические амфиболы, но широко распространена гранат-кордиерит-ортоклазовая ассоциация и особенно гиперстен-полевошпатовая.

3671
Внутри каждой из пяти первых групп выделены основные минеральные парагенезисы, которые разнесены по четырем фациям регионального метаморфизма (табл. 2). Отнесение к той или иной фации метаморфизма сделано на основании определения фациальной принадлежности данного парагенезиса или других пород того же обнажения или скважины. Если такая возможность отсутствовала, то фациальная принадлежность парагенезиса определялась по карте метаморфической зональности Украинского щита (Белевцев, 1975). В некоторых случаях фациальная принадлежность парагенезиса не могла быть определена однозначно. Особенно часто это относилось к пограничной области между амфиболитовой и гранулитовой фациями (промежуточная субфация — 3.1а). Некоторые парагенезисы являются сквозными и могут принадлежать двум или даже более фациям. В этом случае особенно важно выявить типоморфные особенности состава гранатов, по которым возможно однозначное определение фациальной его принадлежности.

Большое значение для решения генетических вопросов имеют проблемы равновесности граната с сосуществующими минералами и образование его при прогрессивном либо регрессивном метаморфизме. В метаморфических

породах в большинстве случаев гранаты представляют собой кристаллобласты, располагаются в отдельных прослоях и имеют правильную огранку, признаки реакционных взаимоотношений граната с другими минералами отсутствуют. Нередко крупные кристаллы гранатов содержат включения других минералов: кварца, биотита, мусковита, плагиоклаза. Образование таких порфиробластов гранатов обычно объясняется их быстрым ростом при ограниченном количестве центров кристаллизации.

Однако описаны и случаи неравновесности граната с сосуществующими минералами. Особенно наглядны в этом отношении венцовые каемки граната, которые образуются в двупироксеновых метабазитах на границе плагиоклаза и пироксенов (Щербаков, 1975; Яковлев, 1976). При этом такой гранат обычно ассоциирует с роговой обманкой, биотитом и кварцем (Щербаков, 1975). Зональные гранаты встречаются лишь в низкотемпературных сланцах. Иногда наблюдались случаи наложенного образования гранатов в гранитоидах и мигматитах. Нередко гранаты приурочиваются к зальбандам гранитных или гранитпегматитовых жил в биотитовых гнейсах (Белевцев, 1975).

В большинстве случаев гранат в метаморфических породах связан с прогрессивным метаморфизмом. Гранат является синтетктическим минералом, и наличие «теней давления» около порфиробластов в сланцах свидетельствует о его кристаллизации при деформациях. Кроме того, состав граната и его парагенезисы закономерно и постепенно изменяются по латерали, фиксируя и подчиняясь региональной метаморфической зональности.

Состав граната в пределах одной метаморфической зоны в породах близкого химического состава удивительно выдержан на больших расстояниях (до десятков км) и резко изменяется на границах метаморфических зон (изоград). Описанная метаморфическая зональность прослеживается также по простирающему метаморфическим толщ и является прогрессивной. Доказательства этому следующие: отсутствие реликтов высокотемпературных минералов и парагенезисов среди низкотемпературных сланцев, закономерная связь метаморфической зональности с тектоникой раннепротерозойской геосинклинали и постепенное исчезновение первичных осадочных

ТАБЛИЦА 2

Типы парагенезисов по фациям регионального метаморфизма в группах метаморфических пород Украинского щита, содержащих существенно альмандиновый гранат

Фация регионального метаморфизма	Группы				
	I. Метapelиты бедные СаО и богатые К ₂ О	II. Метapelиты бедные СаО и К ₂ О	III. Метa- базиты	IV. Желези- стые породы бедные СаО	V. Железистые породы богатые СаО
Зеленослан- цевая	Гр + Хл + Му + + Кв ± Би	Гр + Хл + + Би + Кв Гр + Хл + + Кум + + Би + Кв Гр + Би + Кв	Гр + Рог + + Хл + + Эп ± Аб Гр + Рог + + Би ± ± Аб ± Кв	Гр + Хл + + Грн ± ± Мт	Гр + Рог + + Хл ± Ка + + Мт Гр + Рог + + Хл + + Кум + Мт
Эпидот-амфи- болитовая	Гр + Би + Му + + Ст + Кв + Анд Гр + Би + Му + + Сил + КПШ + + Кв ± Пл	Гр + Кум + + Би + Кв Гр + Кор + + Би + Кв Гр + Би + + Кв ± Пл Гр + Би + + Ант + Кв	Гр + Рог + + Би + + Пл + Кв	Гр + Кум + + Мт ± ± Би ± Кв	Гр + Рог + + Кум + Мт Гр + Рог + + Пи + + Кум + Мт
Амфиболито- вая	Гр + Би + Сил + + КПШ + Кв ± ± Пл Гр + Би + Кор + + КПШ + Кв ± ± Пл ± Сил Гр + Би + + КПШ + Кв + + Пл	Гр + Би + + Кум + + Кв ± Пл Гр + Би + + Кв ± Пл Гр + Кор + + Би + Кв ± ± Пл Гр + Сил + + Би + Кв ± ± Пл	Гр + Рог + + Пл Гр + Рог + + Кум + + Пл	Гр + Кум + + Гип + Мт Гр + Гип + + Жед + + Мт	Гр + Пи + + Мт + Кв ± ± Рог Гр + Пи + + Гип + Мт ± ± Кв
Гранулито- вая	Гр + Би + Сил + + КПШ + Кв + + Пл Гр + Би + Кор + + КПШ + Сил + + Кв + Пл Гр + Би + Кор + + КПШ + Кв + + Пл Гр + Би + Гип + + КПШ + Кв + + Пл Гр + Би + Гип + + Кор + КПШ + + Кв + Пл Гр + Би + Шп + + Кор + КПШ + + Пл Гр + Би + + КПШ + Пл + + Кв	(Гр + Би + + Сил + + Кв + Пл) (Гр + Би + + Кор + + Кв + Пл) Гр + Гип + + Би + Пл + + Кв Гр + Би + + Пл + Кв	Гр + Пи + + Гип + + Пл ± ± Рог ± ± Би ± Кв	Гр + Гип + + Мт + Кв	Гр + Пи + + Гип ± Мт ± ± Кв Гр + Фа + + Пи + Гип ± ± Кв ± Мт

и магматических структур и текстур по мере увеличения степени метаморфизма.

Наряду с преобладающими гранатами, образованными при прогрессивном метаморфизме и располагающимися в отдельных пластах или пропластках осадочно-вулканогенной метаморфической толщи, иногда наблюдаются жильные или гнездообразные метасоматические тела, содержащие гранат. Такие обо-

сложения особенно характерны для железистых пород и представляют собой крупнозернистые гранат-биотитовые метасоматиты. Нередко последние располагаются на границе железистой породы и метапелита и, возможно, представляют собой продукты диффузионного метасоматоза, описанного Г. Г. Лепезиным (1972).

ГЛАВА V. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНАТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Как уже выше отмечалось, гранатосодержащие метаморфические породы разделены по химическому составу и минеральным парагенезисам на семь групп: I — метapelиты бедные CaO и богатые K₂O; II — метapelиты бедные CaO и K₂O; III — метабазиты; IV — железистые породы бедные CaO; V — железистые породы богатые CaO; VI — карбонатные и известково-силикатные породы (с гроссуляром и андрадитом); VII — низкотемпературные богатые MnO сланцы (со слессартином). Ниже дается описание типоморфных особенностей химического состава гранатов из выделенных групп.

ГРАНАТЫ МЕТАPEЛИТОВ БЕДНЫХ CaO И БОГАТЫХ K₂O (ГРУППА I)

Эта группа включает парагенезисы с мусковитом и (или) калиевым полевым шпатом. Как правило, они также содержат кварц и биотит. Ведущими в этих парагенезисах являются хлорит, ставролит, андалузит, силлиманит, кордиерит, гиперстен, шпинель (Прил., табл. 1).

Наиболее полно охарактеризованы анализами парагенезисы Gr + Би + Сил + Кв + КПШ ± Пл (37 анализов) и Gr + Би + Кор + Кв + КПШ ± Пл (19), несколько хуже парагенезисы Gr + Би + КПШ + Пл + Кв (12), Gr + Гип + Би + Пл + КПШ + Кв (7), Gr + Би + Сил + Кор + КПШ + Кв ± Пл (10) и Gr + Би + Ст + Му + Кв ± Анд ± Пл (7). Наиболее редкими являются ассоциации минералов: Gr + Хл + Му + Кв ± Би (3), Gr + Би + Сил + Му + КПШ + Кв ± Пл (3), Gr + Кор + Би + Гип + КПШ + Кв ± Пл (2), Gr + Би + Шп + КПШ + Пл ± Кор (3) (табл. 3).

Большая часть гранатов этой группы относится к гранулитовой фации (60), меньше к амфиболитовой (22), эпидот-амфиболитовой (10), зеленосланцевой (3). Семь гранатов занимают промежуточное положение между амфиболитовой и гранулитовой фациями — по характеру их критических парагенезисов или недостаточности сведений о их фациальной принадлежности. Три парагенезиса с ассоциацией Кв + Му + КПШ + Сил также промежуточные между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями. Некоторые парагенезисы этой группы являются сквозными и характеризуют несколько фаций, чаще всего амфиболитовую и гранулитовую. К таким парагенезисам относятся: Gr + Сил + Кв + Би + КПШ ± Пл, Gr + Кор + Би + КПШ + Кв + Пл, Gr + Сил + Кор + Би + КПШ + Кв ± Пл, Gr + Би + КПШ + Кв + Пл. Однако гранулитовые и амфиболитовые гранаты довольно четко различаются по железистости, что будет показано ниже.

Наиболее важной характеристикой состава изучаемых гранатов является их железистость. Она колеблется от 60 до 98. Преобладают гранаты с железистостью от 70 до 80. Железистость гранатов хорошо связана с их фациальной принадлежностью. Максимальная железистость (94—98) наблюдается в гранатах зеленосланцевой фации в ассоциации с хлоритом. В ставролитовых сланцах железистость гранатов составляет 84—93, а в силлиманит-микроклин-мусковитовых гнейсах — 82—83. В гнейсах амфиболитовой фации железистость гранатов колеблется от 73 до 87, чаще всего от 76 до 85. Железистость гранатов гранулитовой фации колеблется в пределах 60—80, чаще всего составляя 65—75 (рис. 4).

ТАБЛИЦА 3

Состав гранатов I группы в разных парагенезисах, %

Фация метаморфизма	Минеральный парагенезис	Количество анализов	Железистость (F)	Гроссуляровый компонент	Спессартиновый компонент
Зеленосланцевая Эпидот-амфиболитовая	Гр + Хл + Му + Кв ± Би	3	95—98	4—9	7—8,3
	Гр + Би + Му + Ст + Кв ± ± Анд	7	78—93	2—7	1—7
Амфиболитовая	Гр + Би + Му + Сил + + КПШ + Кв ± Пл	3	82—84	0—5	1—20
	Гр + Би + Сил + КПШ + + Кв ± Пл	11	77—87	1,5—5,5	0,5—4,5
	Гр + Би + Кор + Сил + + КПШ + Кв ± Пл	2	79—81	2—6	1—4,5
	Гр + Би + Кор + КПШ + + Кв ± Пл	3	78—85	2,5—3	3,5—5,5
Гранулитовая	Гр + Би + КПШ + Кв + Пл	7	72—93	0—4,5	1—11
	Гр + Би + Сил + КПШ + + Кв ± Пл	27	60—78	0—6,5	0,5—4
	Гр + Би + Сил + Кор + + КПШ + Кв ± Пл	8	65—81	0—7	0,5—4,5
	Гр + Би + Кор + КПШ + + Кв ± Пл	16	62—81	1,5—4,5	0,5—4,5
	Гр + Би + КПШ + Кв + Пл	5	61—73	0,5—5,5	1—2
	Гр + Би + Кор + Гип + + КПШ + Кв + Пл	2	62—73	2—3	1—4,5
	Гр + Би + Гип + КПШ + + Пл + Кв	6	65—76	2,5—5,5	0,5—1,5
	Гр + Би + Шп + КПШ + + Пл ± Кор	3	68—81	3—4	1—1,5

Особенно интересно сравнение железистости гранатов для одинаковых парагенезисов, но разных фаций. Наибольшие пределы колебаний железистости гранатов в парагенезисе Гр + Би + Сил + КПШ + Кв + Пл. Для гранатов амфиболитовой фации $F_{Гр} = 77—87$, а для гранулитовой фации — 60—76. В парагенезисе Гр + Кор + Сил + КПШ + Кв ± Пл амфиболитовой фации железистость граната составляет 78—80, а гранулитовой — 65—81 (преимущественно 69—74). Железистость гранатов амфиболитовой фации в парагенезисе Гр + Кор + КПШ + Кв ± Пл составляет 78—85, а для гранулитовой фации — 62—81. Гнейсы амфиболитовой фации с парагенезисом Гр + Би + КПШ + Пл + Кв содержат гранат с железистостью 72—80, а гранулитовой фации — 62—73. Подобные гнейсы с очень вы-

сокой железистостью гранатов (91—93) отмечаются в бассейне Черного Ташлыка и Сухого Ташлыка (коллекция Б. Г. Яковлева). Не исключено, что эти породы являются диафоритами. Гиперстеновые гнейсы содержат гранат с железистостью 65—76, а шпинель-содержащие — 67—81.

Гранаты первой группы относятся к альмандинам или пироп-альмандинам, по классификации Н. В. Соболева (1964). Содержание альмандинового компонента колеблется от 58 до 84%, чаще всего составляя 65—75% (Прил., табл. 1), а содержание пиропового компонента от 1 до 40, преимущественно 15 до 25%. Концентрация кальциевого компонента не превышает 10%, а преимущественно составляет 2—6% (рис. 5). Содержание спессартинового минала также невелико — обычно не превышает 8%, а чаще всего состав-

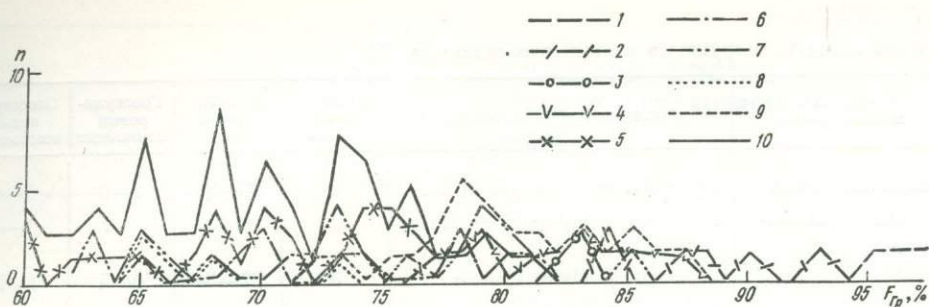


Рис. 4. Распределение железистости в гранатах метapelитов (группа I).

Минеральные ассоциации (фашия): 1 — Хл; 2 — Ст; 3 — Сил + Му; 4 — Сил + КПШ (3.1); 5 — Сил + КПШ (4.1); 6 — Сил + Кор + КПШ; 7 — Кор + КПШ; 8 — Гип + КПШ; 9 — 3.1; 10 — 4.1

ляет 0—4% (рис. 6). Гранаты с повышенным содержанием марганца отмечаются в гранатобiotитовых гнейсах Побужья (11—13% Спес), а также в силлиманит-мусковит-микроклиновых гнейсах Центрально-Анновской полосы Криворожья (18—20% Спес). Содержание гроссулярового и спессартинового миналов зависит от фации метаморфизма, увеличиваясь со снижением степени метаморфизма (рис. 5, 6). Гранат гранулитовой фации содержит в среднем 2—5% гроссулярового компонента и 0,5—2 спессартинового, амфиболитовой фации 2,5—6 и 2—5 соответственно, эпидот-амфиболитовой фации — 3—6 и 1—6, а зеленосланцевой фации — 4—9 гроссулярового компонента и 7—8% спессартинового (рис. 5, 6). Следует отметить, что, хотя

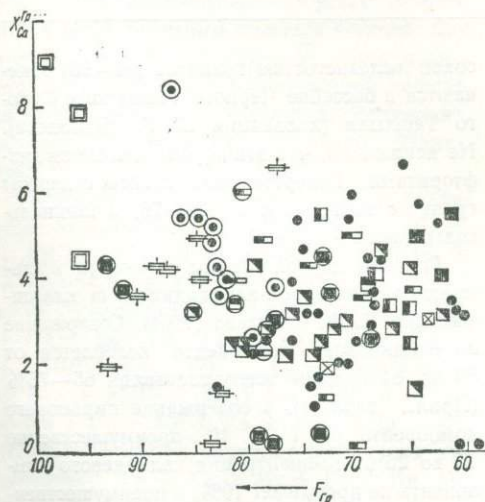


Рис. 5. Соотношение известковистости и железистости в гранатах метapelитов (группа I). Условные обозначения см. на рис. 3

железистость, известковистость и марганцовистость гранатов в общем увеличивается со снижением температуры метаморфизма, существует значительная область перекрытия состава гранатов гранулитовой и амфиболитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Лишь гранаты зеленосланцевой фации отчетливо обособляются (рис. 5—7).

Гранаты I группы ассоциируют преимущественно с кислым плагиоклазом — чаще всего с олигоклаз-андезином. Большое петрогенетическое значение имеет корреляция основности плагиоклаза и известковистости граната в силлиманитсодержащих гнейсах. На это обратил внимание Н. В. Соболев (1964). В ассоциации Гр + Сил + Кв + Пл состав

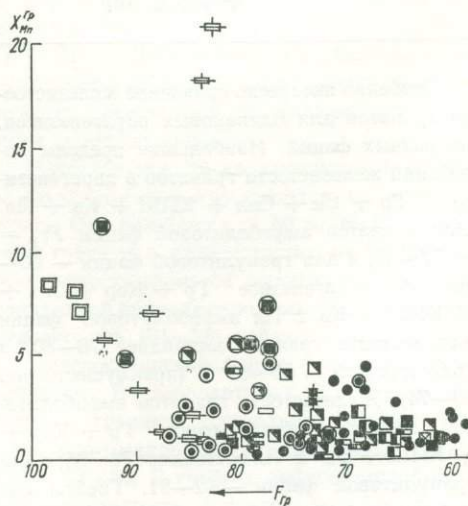


Рис. 6. Соотношение марганцовистости и железистости в гранатах метapelитов (группа I).

Условные обозначения см. на рис. 3

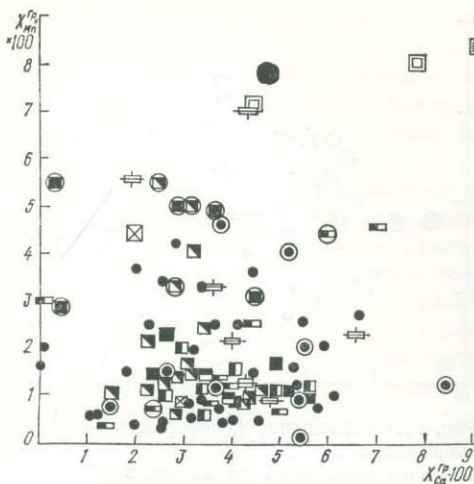


Рис. 7. Соотношение марганцовистости и известковистости в гранатах метапелитов (группа I).

Условные обозначения см. на рис. 3

плаггиоклаза часто определялся лишь приблизительно. Например, по данным Б. И. Горошников (1971), плаггиоклаз с номером 20—27 на Кошаро-Александровском участке Среднего Побужья ассоциирует с Кв, Сил и Гр, содержание гроссулярового минала в котором от 2 до 5,5%. В некоторых гнейсах гранат ассоциирует с основным плаггиоклазом (№ 60—70) (см. табл. 30).

Пока трудно оценить пределы погрешностей в определении основности плаггиоклаза или известковистости граната, хотя не исключено, что они были значительны. Большая часть состава гранатов и плаггиоклазов располагается между двумя лучами, соединяющими начало координат и две точки с содержанием гроссулярового компонента 3 и 5% при плаггиоклазе № 30.

Между составом породы и граната существует определенная зависимость. Марганцовистость метапелитов небольшая — обычно не более 2%, а преимущественно 0,1—0,5% (рис. 8), в то время как марганцовистость гранатов имеет значительно больший размах (до 20). Марганцовистые гранаты (7—9) характерны для сланцев зеленосланцевой фации. В то же время наиболее марганцовистые гранаты (13—18) встречаются в эпидот-амфиболитовой фации (силлиманит-мусковит-калишпатовые гнейсы). Подобная закономерность сохраняется и для известко-

вистости. Гранаты зеленосланцевой фации обогащены СаО, несмотря на низкую известковистость породы, а в более высокотемпературных гранатах описываемой группы (особенно из гранулитовой фации) известковистость гранатов невелика (1—7) и мало зависит от известковистости породы, которая может подниматься до 24% (рис. 9). Известковистость гранатов из пород одного небольшого участка обнажения или скважины в некоторых случаях зависит от известковистости породы, а зачастую такая связь не проявляется (рис. 9). Железистость гранатосодержащих пород колеблется от 42 до 85, чаще всего составляя 55—75 (рис. 10). Для одного парагенезиса и участка, обнажения или скважины обнаруживаются небольшие колебания железистости гранатов при больших вариациях железистости породы. Прямо пропорци-

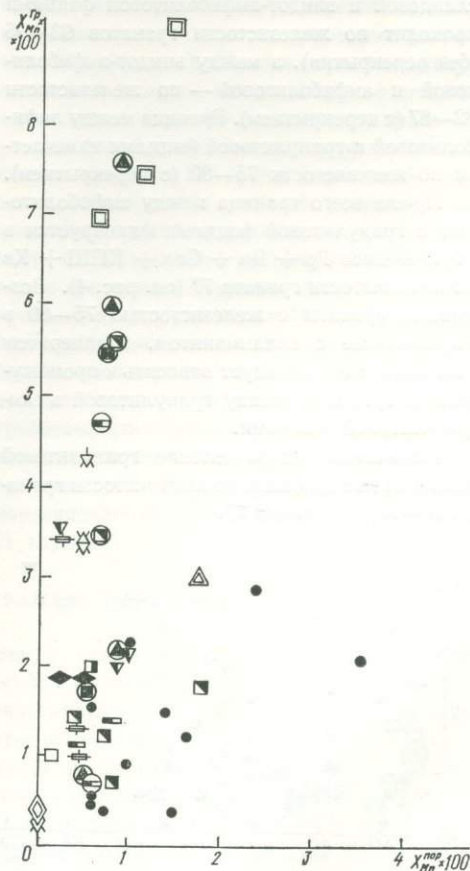


Рис. 8. Соотношение марганцовистости гранатов и вмещающих пород.

Условные обозначения см. на рис. 3

ональная зависимость между этими параметрами наблюдается для парагенезисов Гр + Хл + Му + Кв + Би (Прил., табл. 1, ан. 2, 3) и Гр + Би + Ст + Анд + Му + Кв (Прил., табл. 1, ан. 4, 7). Для парагенезисов Гр + Би + Сил + КПШ + Кв и Гр + Кор + Би + КПШ + Кв (Грушковский, Соломиевский, Кошаро-Александровский участки Среднего Побужья и р. Кальчик, б. Грузская Восточного Приазовья). Корреляции железистости породы и граната не отмечается (рис. 10). Таким образом, железистость граната мало зависит от железистости породы и преимущественно определяется степенью метаморфизма.

В заключение следует остановиться на возможности отбивки фациальных границ по составу граната. Предположительно для всех гранатов I группы граница между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями проходит по железистости гранатов 93—95 (без перекрытия), а между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой — по железистости 82—87 (с перекрытием). Граница между амфиболитовой и гранулитовой фациями намечается по железистости 75—80 (с перекрытием).

Лучше всего граница между амфиболитовой и гранулитовой фациями фиксируется в парагенезисе Гр + Би + Сил + КПШ + Кв по железистости граната 77 (см. рис. 4). Возможно, гранаты с железистостью 75—80 в парагенезисе с силлиманитом, кордиеритом или гиперстеном следует относить к промежуточной субфации между гранулитовой и амфиболитовой фациями.

Намечается подразделение гранулитовой фации на две субфации по железистости граната 69—71, т. е. около 70.

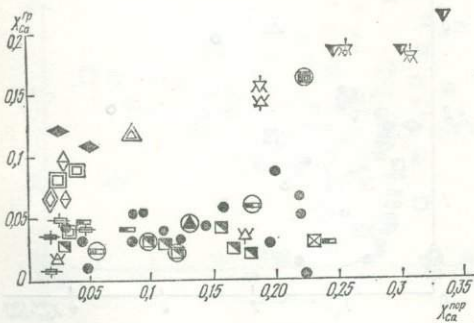


Рис. 9. Соотношение известковистости гранатов и вмещающих пород. Условные обозначения см. на рис. 3

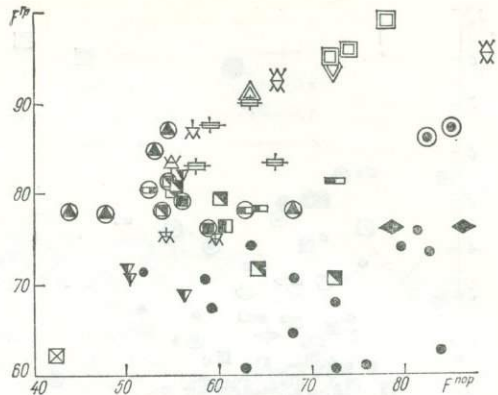


Рис. 10. Соотношение железистости гранатов и вмещающих пород.

Условные обозначения см. на рис. 3

Наиболее железистые гранаты амфиболитовой фации наблюдаются в парагенезисе Гр + Сил + Кв + КПШ + Би, наиболее магнезиальные — в парагенезисе Гр + Би + КПШ + Кв. Железистость граната 83—87, вероятно, отвечает переходному интервалу между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями в силлиманитосодержащих породах.

Гранаты I группы являются наиболее информативными и важными для фациальной характеристики метаморфических пород.

ГРАНАТЫ МЕТАПЕЛИТОВ БЕДНЫХ CaO И K₂O (ГРУППА II)

Эту группу составляют преимущественно метапелиты бедные Al₂O₃ (семипелиты), для которых характерны парагенезисы граната с биотитом, кварцем, хлоритом, куммингтонитом (или грюнеритом), гиперстеном, плагиоклазом, изредка с антофиллитом, жедритом. Кроме метапесчаников, сланцев и гнейсов, в эту группу включены биотит-гранатовые метасоматиты, образующиеся по железистым породам (Прил., табл. 2).

Распределение гранатов по фациям следующее: зеленосланцевая (8), эпидот-амфиболитовая (8), амфиболитовая (19) и гранулитовая (5). Фациальная принадлежность остальных гранатов точно не установлена. Железистость гранатов II группы колеблется от 58 до 96, преимущественно от 75 до 95. Железистость гранатов зеленосланцевой фации составляет 90—92 эпидот-амфи-

литовой — 85—93, амфиболитовой — 77—85 и гранулитовой 62—74 (рис. 11). Марганцовистость гранатов невелика и постоянна — от 0 до 8, редко до 15. Имеется один гранат с марганцовистостью 25,9 (Прил., табл. 2, ан. 23).

Известковистость гранатов колеблется в более широких пределах — от 0 до 17, чаще всего до 12. Наиболее известковисты гранаты зеленосланцевой фации (10—13), известковистость более высокотемпературных гранатов обычно составляет 2—7. Наиболее узкие колебания известковистости у гранатов пород гранулитовой фации (2,5—5,5). С гиперстеном гранат ассоциирует в породах как амфиболитовой (без плаггиоклаза), так и гранулитовой фаций. Имеется парагенезис граната с гиперстеном и жедритом, редкий для Украинского щита, в котором гранат отличается низкой железистостью — 69 (Прил., табл. 2, ан. 46). Также к редким парагенезисам граната этой группы относятся породы с силлиманитом (Прил., табл. 2, ан. 39) и антофиллитом (Прил., табл. 2, ан. 38).

Несколько обогащены MnO и обеднены CaO гранаты плаггиогнейсов Среднего Побужья (бассейн Синюхи). Состав гранатов гранат-биотитовых метасоматитов, развитых

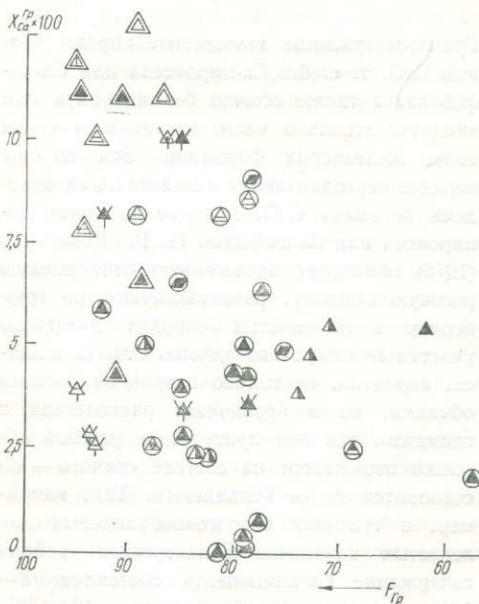


Рис. 11. Соотношение известковистости и железистости гранатов метапелитов (группа II). Условные обозначения см. на рис. 3

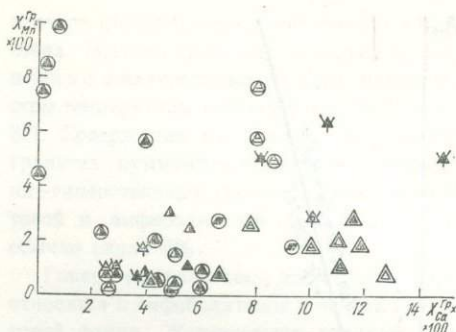


Рис. 12. Соотношение марганцовистости и известковистости в гранатах метапелитов (группа II).

Условные обозначения см. на рис. 3

среди железистых пород, близок к среднему составу гранатов амфиболитовой фации.

При сравнении химического состава гранатов I и II групп обнаруживается сходство их состава, хотя имеются некоторые различия. В I группе преобладают гранаты гранулитовой, в то время как во II группе гранаты амфиболитовой фации. Железистость гранатов разных фаций также близка, хотя колебания состава гранатов II группы более значительны. Вообще гранаты I группы охарактеризованы более полно, и фациальная принадлежность их определяется достовернее по сравнению с гранатами II группы. Известковистость гранатов этих групп также близка, хотя максимальная известковистость гранатов II группы несколько выше. Лишь по марганцовистости наблюдается заметное различие между гранатами этих групп, которое, правда, в основном относится к низкотемпературным гранатам (рис. 12). Гранаты I группы более марганцовистые по сравнению с гранатами II группы.

ГРАНАТЫ МЕТАБАЗИТОВ (ГРУППА III)

Эта группа объединяет гранаты амфиболитов, основных гранулитов, кристаллосланцев и эклогитоподобных пород богатых CaO. Соотношение $(MgO + FeO)/CaO > 1$ отличает их от метаморфизованных мергелей. Гранатовые metabазиты и родственные им породы содержат плаггиоклаз (№№ 46—90), гастингситоподобную или обыкновенную роговые обманки, клино- и (или) ортопироксен. Последний нередко замещается куммингтонитом. Гранат-роговообманковые metabазиты, в ко-

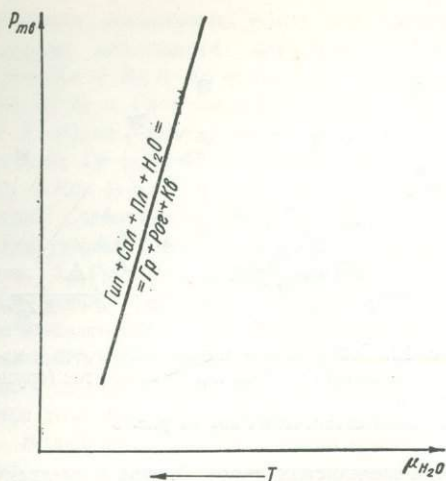
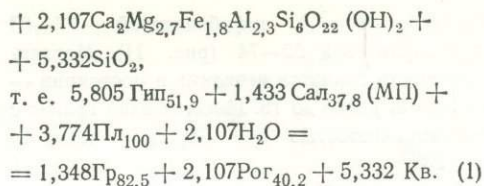
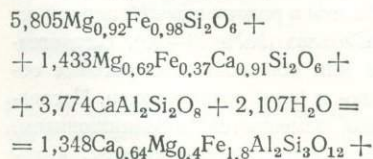


Рис. 13. Зависимость «эклогитизации» двупироксеновых метабазитов от PT -условий

торых пироксены отсутствуют вовсе, не пользуются широким распространением на Украинском щите. В суперкрупном комплексе гранатосодержащие основные породы тесно ассоциируют с ультрабазитами и железистыми образованиями.

Компонентный состав рассматриваемых гранатов следующий (в %): альмандин — 52—82, пироп — 4—25, гроссуляр — 15—24. Кроме того, в железистых породах Среднего Побужья и Центрально-Анновской полосы они содержат значительное количество спессартинового компонента (2—18%).

Возникновение граната в метабазитах имеет наложенный характер и обусловлено целым рядом метаморфических реакций (Щербаков, 1975; Яковлев, 1976). Многофазный парагенезис с реакционным гранатом установлен И. Б. Щербаковым (1975) в двупироксеновых основных породах $Гр_{82,5} + Гип_{51,9} + МП_{37,8} + Рог_{(40,2)} + Би_{42} + Пл_{85} + Кв + КПШ +$ рудный минерал. Состав амфибола принят по корреляции железистости с данными пироксенами. Для качественного анализа удобно выбрать сечение $P_{Tb} - \mu_{H_2O}$ и определить в этих координатах положение линии следующей реакции:



Принятые молекулярные объемы минералов ($см^3$):

$$V_{Гип_{51,9}} = 64,5; \quad V_{Сал_{37,8}} = 63,4;$$

$$V_{Пл_{100}} = 100,73; \quad V_{Гр_{82,5}} = 116;$$

$$V_{Рог_{40,2}} = 275; \quad V_{Кв} = 22,69;$$

$$\Delta V_{реакции} = + 11,17 \text{ см}^3;$$

$$\frac{\partial P}{\partial \mu_{H_2O}} = \text{tg } \alpha = \frac{2,107 \cdot 18}{11,17} = + 3,4.$$

Как видно, линия равновесия (1) при использованном составе минералов характеризуется очень крутым наклоном к оси твердофазового давления, т. е. зависит в основном от температуры, и равновесие является малочувствительным к воздействию изменяющейся литостатической нагрузки (рис. 13).

ГРАНАТЫ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД БЕДНЫХ СаО (ГРУППА IV)

Гранатосодержащие железистые породы бедные СаО, т. е. без Са-пироксена или Са-амфибола, а также обычно без кальцита или эпидота, довольно часто встречаются среди толщ железистых формаций. Эти породы нередко переслаиваются с железистыми породами богатыми СаО, которые содержат Са-пироксен или Са-амфибол. Н. Г. Коваленко (1976) описывает наложенную синезеленую роговую обманку, развивающуюся по грюнериту в железистых породах Западного участка Белозерского района. Однако имеется, вероятно, не только вторичная роговая обманка, но и первичная, равновесная с гранатом, так как присутствие роговой обманки отражается на составе граната — он становится более кальциевым. Так, например, в гранатах безроговообманковых железистых кварцитов Белозерского района содержание Са-компонента составляет 8—13%, а в роговообманковых — 12—15%. Во многих железистых породах Белозерского района отмечается кальцит, и гранаты этих

пород заметно обогащены Са-компонентом (10—14%).

Гранат, ассоциирующий с богатым кальцием минералом (Са-пироксеном, Са-амфиболом, кальцитом или эпидотом), будет при данных *PT*-условиях включать предельно высокое содержание Са-компонента, по сравнению с гранатом вне такой ассоциации. Это связано с тем, что химический потенциал Са-компонента зависит от его содержания в минерале (Коржинский, 1957). А поскольку химический потенциал компонента (в данном случае кальция или СаО) в равновесных фазах одинаков, то и химический потенциал кальция будет выше в том гранате, который ассоциирует с наиболее кальциевой фазой. Поэтому гранат в парагенезисе с минералом богатым кальцием и будет более кальциевым, нежели в породах бедных СаО.

В большинстве случаев и по парагенезису и по составу гранатов достаточно отчетливо выделяются бедные и богатые СаО железистые породы. В богатых СаО железистых породах содержится СаО более 3—4%. На Западном участке Белозерского района гранат в ассоциации с Са-пироксеном ($\text{Gr}_{94} + \text{Grn}_{72} + \text{Pog}_{11} + \text{Пи}_{59} + \text{Mt}$) содержит 14% Са-компонента (скв. 182, гл. 401 м).

Бедные СаО гранатосодержащие железистые породы разделяются на такие парагенетические типы: куммингтонитовые, куммингтонит-гиперстеновые и гиперстеновые. Почти во всех этих породах присутствуют кварц и магнетит.

Описываемые железистые породы нередко содержат биотит и близки по химическому составу метапелитам II группы, отличаясь от них высокой железистостью и наличием магнетита. В железистых породах IV группы можно выделить две разновидности: итабириты богатые магнетитом и такониты бедные магнетитом (Половко и др., 1977). Куммингтонитовые железистые породы принадлежат зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям. В железистых породах зеленосланцевой фации обычно содержатся хлорит и моноклиновый амфибол, представленный чаще всего грюнеритом. Последний отмечается также и в железистых породах эпидот-амфиболитовой фации.

Гиперстен в железистых породах появляется в верхах эпидот-амфиболитовой фации, а для амфиболитовой фации характерно сов-

местное присутствие куммингтонита и гиперстена. Железистость этих минералов, сопряженно с железистостью граната, падает с ростом температуры метаморфизма (от 92—93 до 87). Содержание кальциевого компонента в гранатах куммингтонитовых и куммингтонит-гиперстеновых пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций ниже 10%, обычно около 5%.

Гиперстен-гранатовые железистые породы относятся к амфиболитовой и чаще к гранулитовой фации. Железистость гранатов в них понижается до 82—88. Содержание Са-компонента низкое — 2—7%. Содержание Мп-компонента аномально повышенное в гранатах Среднего Побужья (7—13%).

Фациальное расчленение гранатов возможно лишь в полиминеральных парагенезисах: $\text{Gr} + \text{Кум} + \text{Хл} + \text{Кв} + \text{Mt}$; $\text{Gr} + \text{Кум} + \text{Гип} + \text{Кв} + \text{Mt}$, где железистость граната закономерно падает с увеличением степени метаморфизма.

ГРАНАТЫ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД БОГАТЫХ СаО (ГРУППА V)

Гранаты данной группы отмечаются либо в парагенезисе с роговой обманкой — грюнерит-роговообманковая ассоциация: $\text{Gr} + \text{Pog} + \text{Грн} + \text{Mt} + \text{Кв} \pm \text{Би} \pm \text{Хл} \pm \text{Эп}$ (Прил., табл. 5, ан. 1—10), либо с клинопироксеном — дупироксеновая ассоциация: $\text{Gr} + \text{Пи} + \text{Гип} + \text{Mt} + \text{Кв} \pm \text{Фа} \pm \text{Pog} \pm \text{Би}$ (Прил., табл. 5, ан. 11—28). Гранаты обеих ассоциаций различаются не только особенностями состава и сопутствующими минералами, но и условиями образования. Характерной чертой всех рассматриваемых гранатов является высокая общая железистость (85,89—96,81, изредка 76,12—78,25) и повышенное содержание Са-компонента (14,0—21,5).

Гранаты грюнерит-роговообманковой ассоциации изучены в железистых породах Конкско-Белозерской зоны (7 анализов), Криворожья (2 анализа) и Чертомлыкской магнитной аномалии (1 анализ). В железистых породах указанных районов гранат наблюдается в виде зерен изометричной, удлиненно-вытянутой (по сланцеватости) и неправильной форм размером от 0,1 до 3 мм, редко больше. Часто в гранате отмечаются включения зерен кварца, магнетита, реже биотита, хло-

ТАБЛИЦА 4

Состав и железистость гранатов из железистых пород богатых СаО, %

Компонент	Минеральные ассоциации							
	Грюнерит-рогово- обманковая, $n = 10$		Двупироксеновая					
			фаялитсодержащая, $n = 3$		бесфаялитовая, $n = 4$		марганцовистая, $n = 11$	
\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	
Альмандин	77,06	3,82	67,63	0,67	70,73	3,5	64,65	5,92
Пироп	6,07	1,89	9,27	2,3	7,25	2,18	9,69	3,08
Спессартин	2,65	1,37	1,53	0,97	1,43	0,98	9,37	3,23
Гроссуляр	9,4	3,72	16,5	7,7	18,83	2,5	13,85	4,32
Андрадит	4,66	2,25	5,07	3,6	1,78	1,22	2,16	1,1
Са-компонент	14,06	5,97	21,57	11,3	20,61	3,72	16,01	5,42
F	93,01	2,22	88,6	2,27	91,43	3,7	87,34	3,85

Примечание. \bar{x} — среднее арифметическое, S — стандартное отклонение.

рита. Под бинокляром гранаты характеризуются розовым цветом, в шлифах они бледно-розовые, иногда с желтоватым оттенком, изотропные. Показатель преломления равен 1,806—1,815, изредка 1,792—1,794; $F = 86,15 - 95,42$ ($\bar{x} = 93,01 \pm 2,22$); $a_0 = 1,153 - 1,158$ нм; $\rho = 4,06 - 4,19$ г/см³ (Коваленко, 1976). По химическому составу рассматриваемые гранаты довольно близки между собой; в единичных анализах отмечается повышенное содержание SiO₂ (до 39,66%), что связано, очевидно, с наличием мелких вrostков кварца. Компонентный состав гранатов грюнерит-роговообманковой ассоциации характеризуется относительной стабильностью (табл. 4).

Отличительной особенностью этих гранатов является высокое содержание альмандинового компонента ($\bar{x} = 77,06 \pm 3,82$), что сближает их с типичными альмандинами, выделенными Н. В. Соболевым (1964) в самостоятельный парагенетический тип породообразующих гранатов. Помимо альмандина, существенная роль в составе изученных гранатов принадлежит Са-компоненту, в котором гроссуляр ($\bar{x} = 9,4 \pm 3,72$) заметно преобладает над андрадитом ($\bar{x} = 4,66 \pm 2,25$). О резком преобладании альмандинового и Са-компонентов в составе рассматриваемых гранатов свидетельствует и положение точек их состава на диаграммах (рис. 14, а—г). С возрастанием общей железистости никаких закономерных

изменений в содержании Са-компонента ($\bar{x} = 14,06 \pm 5,97$), как и спессартинового ($\bar{x} = 2,65 \pm 1,37$), не наблюдается. Вместе с тем отмечается (хоть и не вполне четкая) положительная корреляция между FeO и Fe₂O₃ (рис. 15, а) и отрицательная — между Al₂O₃ и Fe₂O₃ (рис. 15, б); указанные зависимости свидетельствуют о возрастании в гранатах андрадитового компонента с увеличением общей железистости и содержания Fe₂O₃ и с одновременным уменьшением в них количества Al₂O₃. Между содержаниями СаО и Fe₂O₃ корреляции не наблюдается (рис. 15, в). Максимальное содержание Са-компонента (16,75—18,7%) установлено в железистой породе Конкско-Белозерской зоны и роговике Чертомлыкско-Соленовского района (Прил., табл. 5, ан. 2, 4), а спессартинового (6,55%) — в роговике (Прил., табл. 5, ан. 4).

По среднему компонентному составу гранаты изученной грюнерит-роговообманковой ассоциации хорошо сопоставляются со средним составом граната из грюнеритовых пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации (Соболев, 1964). При приблизительно равном содержании пиропового, спессартинового компонентов и общей железистости исследованные гранаты отличаются меньшим содержанием альмандинового и несколько большим — гроссулярового и андрадитового компонентов.

Гранаты двупироксеновой ассоциации развиты главным образом в железистых породах

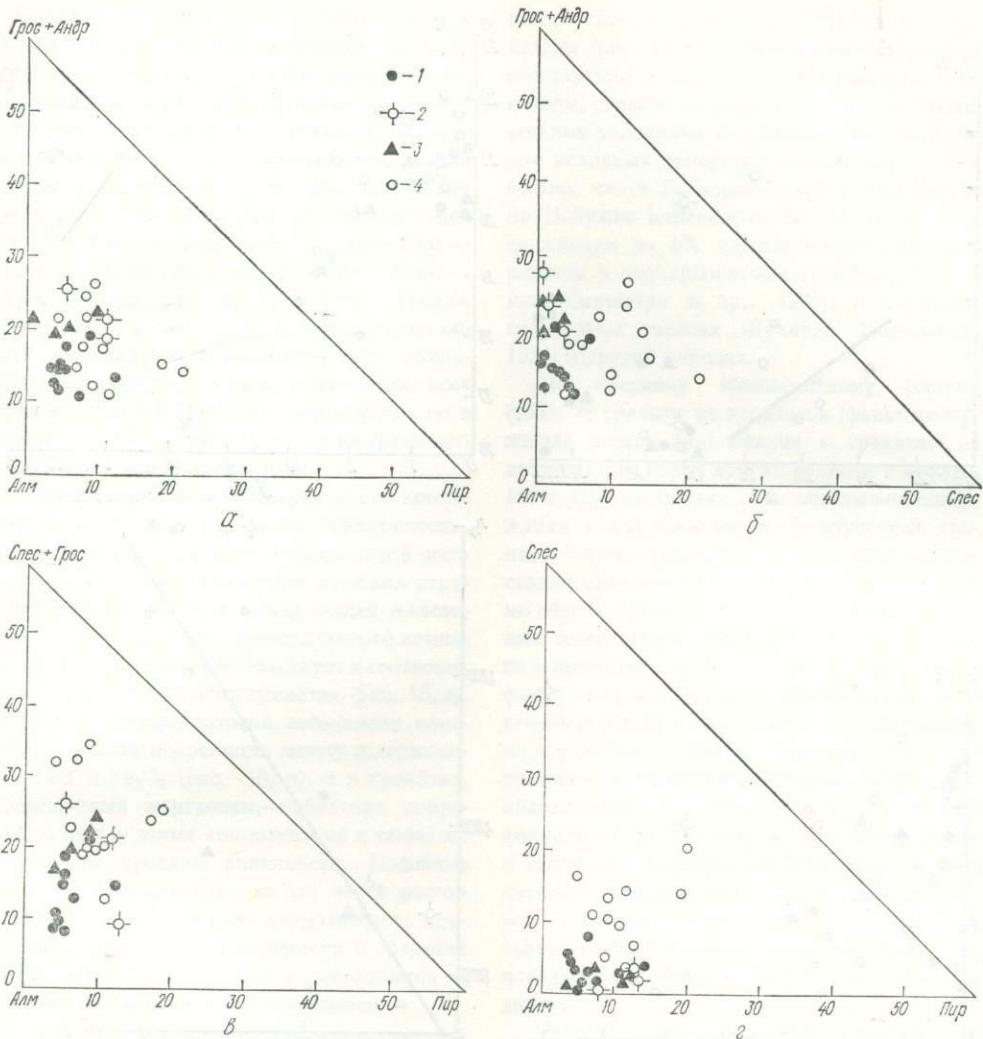


Рис. 14. Компонентный состав гранатов из железистых пород богатых СаО.
 Системы: а — алмандин — пироп — Са-гранат; б — алмандин — спессартин — Са-гранат; в — алмандин — пироп — (спессартин — гроссуляр); г — алмандин — пироп — спессартин. Гранаты: 1 — из гнейз-фит-роговообманковой ассоциации; 2 — из фаялитсодержащих парагенезисов; 3 — из двупироксеновых парагенезисов; 4 — марганцовистые

Приазовья и Побужья: в магнетитсодержащих кварцитах, эулизитах, железисто-силикатных сланцах (таконитах) и железистых породах, развитых на контакте железистых кварцитов с силикатно-карбонатными породами. Форма зерен граната изометричная и неправильная, реже эвгедральная (в безрудных кварцитах), размер их от 0,05 до 3 мм в поперечнике, иногда гранат образует порфири и пойкилобласти до 10 мм; нередко в нем отмечаются включения зерен кварца и магнетита. В железистых кварцитах гранат приурочен

к рудным прослоям, где ассоциирует с магнетитом или пироксенами. Макроскопически гранат характеризуется розовой, красноватой или малиново-розовой окраской; в шлифах он бледно-розовый, изотропный, $n = 1,799 - 1,806$, изредка 1,815 (Прил., табл. 5, ан. 13); в побужских железистых породах богатых СаО показатели преломления у граната значительно ниже ($n = 1,790 - 1,792$); $\rho = 3,935 - 4,223 \text{ г/см}^3$.

Двупироксеновая ассоциация гранатсодержащих пород по составу и парагенезисам

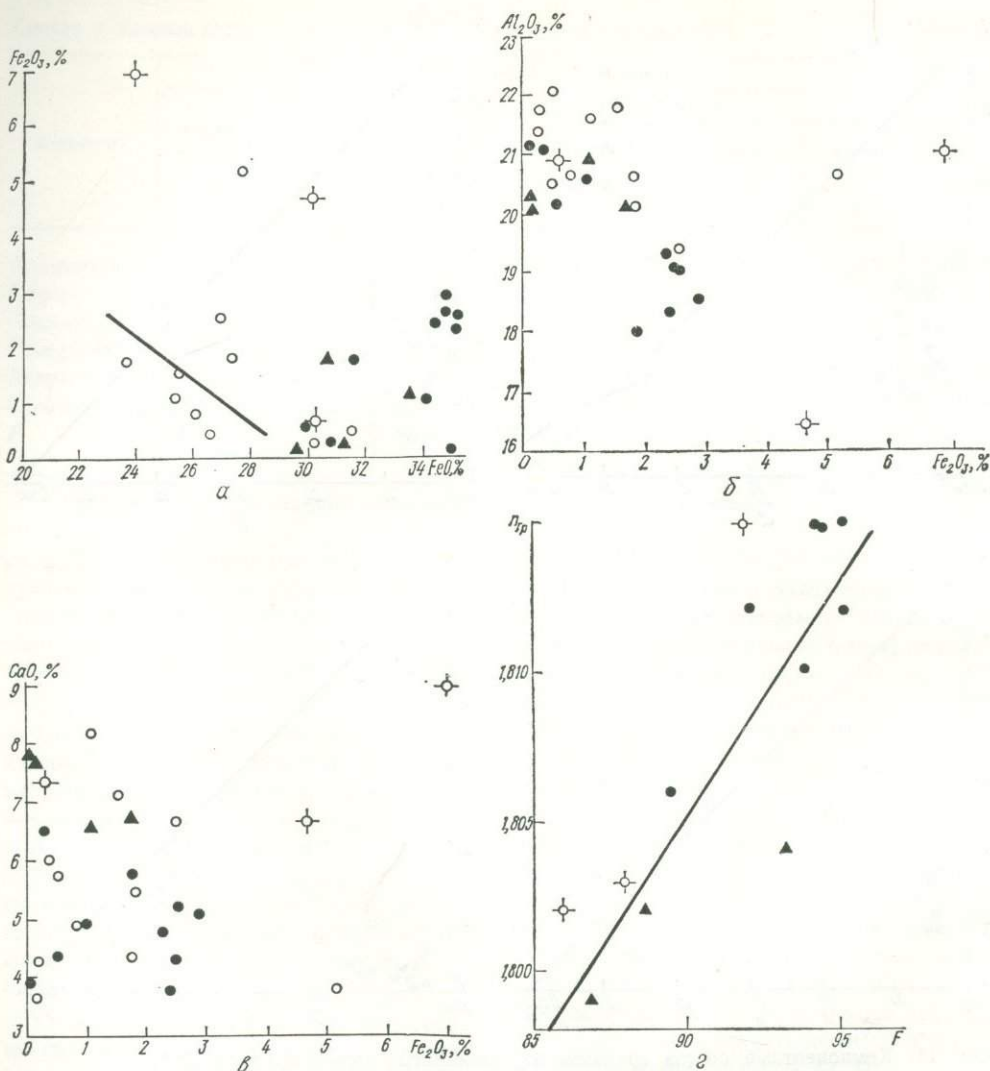


Рис. 15. Соотношение компонентов в гранатах железистых пород богатых CaO:

a — Fe_2O_3-FeO ; *б* — $Al_2O_3-Fe_2O_3$; *в* — $CaO-Fe_2O_3$; *г* — $F-n_{гп}$

Условные обозначения см. на рис. 14

подразделяется на три разновидности: фаялит-содержащая в эулизитах (Прил., табл. 5, ан. 11—13), развитых на Демьяновском участке Мариупольского железорудного месторождения (Приазовье); бесфаялитовая дупироксеновая в железистых породах Приазовья (Прил., табл. 5, ан. 15, 16), Березневатского участка на Криворожье (Прил., табл. 5, ан. 14) и в Орехово-Павлоградской зоне (Прил., табл. 5, ан. 17) и дупироксеновая с гранатом, обогащенным марганцем (Прил.,

табл. 5, ан. 18—28). Эти гранаты отмечены только в железистых кварцитах Савраньского и Молдовского рудопоявлений (Среднее Побужье), а также в богатых CaO железистых породах, развитых на контакте с силикатно-карбонатными породами.

В отличие от гронерит-роговообманковой ассоциации все гранаты дупироксеновых парагенезисов характеризуются (табл. 4) высоким содержанием Ca-компонента. В составе последнего гроссуляра повсеместно резко

преобладает над андрадитом. Исходя из того что между пироп-альмандиновыми и гроссуляр-андрадитовыми типами гранатов метаморфических пород установлена полная смесимость (Фации метаморфизма, 1970), гранаты всех трех рассматриваемых ассоциаций можно отнести к гроссуляр-альмандиновому типу. На это же указывает и положение точек их составов на диаграммах: Алм — Пир — (Грос + Андр) (рис. 14, а), Алм — Спес — (Грос + Андр) (рис. 14, б) и Алм — Пир — (Спес + Грос) (рис. 14, в). С возрастанием общей железистости и альмандинового компонента количество пироба в гранатах всех трех ассоциаций (табл. 4) уменьшается, но в целом оно выше, чем в гранатах из грюнерит-роговообманковой ассоциации.

Содержание Са- и спессартинового компонентов не зависит от общей железистости, за исключением гранатов бесфаялитовой ассоциации, которым свойственна нечеткая отрицательная корреляция между общей железистостью и содержанием гроссулярового компонента. Об этом же свидетельствует и соотношение $\text{CaO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$ в этих гранатах (рис. 15, в). В гранатах бесфаялитовой ассоциации намечается прямая корреляция между содержанием FeO и Fe_2O_3 (рис. 15, а), а в гранатах, обогащенных марганцем, — обратная корреляция между этими компонентами с таким же невысоким уровнем значимости. Подобные зависимости указывают на то, что с ростом общей железистости роль андрадитового компонента несколько увеличивается в гранатах бесфаялитовой ассоциации и уменьшается — в гранатах, обогащенных марганцем.

Максимальное содержание гроссулярового компонента (21,1—25,7%) установлено в гранатах из магнетитсодержащих кварцитов (Прил., табл. 5, ан. 13—15) и железистых пород (Прил., табл. 5, ан. 20), что, вероятно, связано в определенной мере с составом исходных метаморфизируемых пород. Количество андрадитового компонента, как уже упоминалось, невелико и лишь изредка увеличивается до 13% (Прил., табл. 5, ан. 12,23), что объясняется, по-видимому, режимом кислорода (Коржинский, 1963).

Роль спессартинового компонента в составе гранатов фаялитсодержащей и бесфаялитовой ассоциаций незначительна, а в гранатах, обогащенных марганцем, содержание этого компонента возрастает, что сближает их со

спессартин-гроссуляр-альмандиновыми гранатами (рис. 14, в). Повышенное содержание спессартина в гранатах, обогащенных марганцем, связано, очевидно, не с физико-химическими условиями их образования, а с составом исходных суперкристаллических пород. Известно, что в Гайворон-Завальевском районе на Побужье марганцовистые гранаты (с содержанием до 5% спессартинового минала) развиты в апокарбонатных гранатовых скарнах (Сироштан и др., 1976), в пироксен-гранатовых гнейсах (Бухарев, Полянский, 1976) и других породах.

По среднему компонентному составу (табл. 4) гранаты из эулизитов (фаялитсодержащая ассоциация) близки к гранатам из аналогичных пород других районов (Соболев, 1964). При приближении к одинаковому содержанию в них Са-компонента изученные гранаты характеризуются пониженными количествами альмандина, более низкими значениями общей железистости и несколько повышенным содержанием пиропового и андрадитового компонентов. Средний состав гранатов бесфаялитовой ассоциации и обогащенных марганцем (табл. 4) хорошо совпадает с гранатами из изученных эулизитов. Отличие заключается лишь в несколько меньшем содержании андрадитового компонента в гранатах бесфаялитовой ассоциации и Са-компонента — в гранатах, обогащенных марганцем, и значительно большем содержании спессартинового компонента в тех же гранатах. По основным параметрам гранаты всех трех разновидностей почти не отличаются друг от друга.

Изменение состава гранатов железистых пород богатых СаО (за исключением марганцовистых разновидностей в дупироксеновых парагенезисах) отражается и на их оптических свойствах: с увеличением общей железистости гранатов показатели преломления ($n_{\text{Гр}}$), как правило, возрастают (рис. 15, в). Следует отметить, что гранаты из дупироксеновых эулизитов и других железистых пород по данным рентгеноспектрального анализа совершенно однородны. Гранаты грюнерит-роговообманковой ассоциации имеют скрытое зональное строение: ядро с более высоким содержанием MgO , соответствующее равновесию гранат — гиперстен, и периферические участки, отвечающие альмандину, равновесному с грюнеритом.

В заключение заметим, что в железистых породах богатых СаО состав гранатов отличается значительной сложностью. Во многих случаях выявить типоморфные признаки в их изоморфных сериях и отнести проанализированные гранаты к тому или иному парагенетическому типу не представляется возможным. Большое влияние на особенности изоморфных замещений оказывает геохимическая специализация региона, в котором развиты гранатосодержащие железистые породы. Система СаО — FeO — MgO — Al₂O₃, к которой относится большинство проанализированных образцов граната, в настоящее время остается наименее изученной, поэтому выделить особенности состава гранатов, отражающие степень или качество регионального метаморфизма, не удается.

ГРАНАТЫ СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД (ГРУППА VI)

Группа силикатно-карбонатных пород по химическому составу и минеральным ассоциациям разделяется на две подгруппы: известково-силикатные и известково-магнезиально-силикатные.

Гранат образуется только в подгруппе известково-силикатных пород, для которых характерны присутствие силикатов и алюмосиликатов кальция (Пл, Ск, Грос, Вол и др.) и отношение Са > 50 (Породообразующие пироксены ..., 1979).

Гранаты гроссуляр-андрадитового ряда описаны в мраморах, известково-силикатных сланцах, клинопироксеновых гнейсах, каль-

цифирах, скарноидах, скарнах, скаполитовых и скаполит-воластонитовых породах.

Имеются сообщения о нахождении существенно пироп-альмандинового граната и ортопироксена в известково-магнезиально-силикатных породах (Ушакова, 1960; Стрыгин и др., 1974) в парагенезисе с оливином, доломитом, флогопитом, клинопироксеном и биотитом. Вероятно, такие ассоциации минералов возникают в связи со сложным сочетанием метасоматически измененных силикатно-карбонатных и железистых пород. Как показывает изучение подобных гранатосодержащих карбонатных пород Среднего Побужья (Породообразующие пироксены ..., 1979), обычно наблюдается комбинация в одном образце пространственно разобщенных парагенезисов, неравновесных друг с другом: Ол + Дол + Ка + Ск^{вт} + Фл^{вт} ± МП ± Шп и Гр + Гип + Рог + Би ± МП ± Ол ± Кв. При этом железистость оливина и ортопироксена довольно высока (35—45), что вообще не свойственно известково-магнезиально-силикатным породам. Следовательно, существенно пироп-альмандиновый гранат к собственно силикатно-карбонатным породам прямого отношения не имеет.

Известково-силикатные и клинопироксеновые гнейсы относятся к метаморфическим, скарны — к метасоматическим, мраморы, кальцифиры и скарноиды — в основном к метаморфическим, иногда — к метасоматическим породам. Диагностика кальцифиров и близких к ним пород осуществляется по комплексу геологических и петрографических признаков (Венидиктов, 1974). Нередко наблюдается сложное сочетание метаморфиче-

ТАБЛИЦА 5

Парагенетические типы гранатов силикатно-карбонатных пород, %

Породы	Количество анализов	Пироп		Альмандин		
		\bar{x}	S	\bar{x}	S	
Мраморы и кальцифиры	Ивестково-силикатные	1	2,60	—	4,0	—
	Магнезиальные	1	26,53	—	39,70	—
Пироксен-гранатовые и клинопироксеновые гнейсы	10	3,07	2,36	11,21	5,06	
Скарны и скарноиды	10	1,64	0,93	5,36	4,17	
Роговики	2	5,17	1,73	6,35	0,45	
Метасоматиты	2	14,17	12,36	22,85	16,85	

ских и метасоматических процессов, вследствие чего одни и те же породы разными исследователями определяются по-разному. Так, например, известково-силикатные гнейсы Приазовья по ряду признаков (залегание в виде будинированных слоев, наличие равномернозернистых гранобластовых структур, полиминеральный состав) являются метаморфическими породами, а по контактам линз-будин отмечается зональность, обусловленная не только диафторезом, но и биметасоматическими процессами.

В зависимости от сочетания этапов метаморфизма гранат в метаморфических и в метасоматических парагенезисах может быть как диафторический, так и первичный. Диафторический гранат характерен для известково-силикатных пород Приазовья и Приднестровья, т. е. для районов, породы которых первоначально метаморфизованы в гранулитовой фации. Присутствует он либо в виде оторочек вокруг зерен кальцита, плагиоклаза, скаполита, волластонита и клинопироксена, либо в виде псевдоморфоз с реликтами этих минералов. Подобные формы нахождения граната отмечены в известково-силикатных (или клинопироксеновых) гнейсах, кальцифирах и скарнах. Диафторез амфиболитовой фации хорошо устанавливается и во вмещающих породах — метапелитах и метабазитах. При этом в Приднестровье, где диафторез развит в меньшей степени, гранат в силикатно-карбонатных породах наблюдается почти исключительно в виде каемок, а в Приазовье, где метаморфизм амфиболитовой фации является основным (гранулитовые парагенезисы находятся в реликтах), кварц-кальцитовые и вол-

ластонитовые парагенезисы почти полностью вытесняются гроссуляр-андрадитовыми (+Пл, МП, ± Ск), и гранат отмечается главным образом в виде псевдоморфоз.

Гранаты силикатно-карбонатных пород сложены главным образом гроссуляровым и андрадитовым миналами при незначительном содержании пирропа, альмандина и спессартина (табл. 5).

Между гроссуляром, андрадитом, спессартином и альмандином существует полная изоморфная смесимость (Соболев, 1964; Дир и др., 1965; Перцев, 1977; Nariya, Nakape, 1972). Однако в группе известковых гранатов изоморфизм в позиции R^{2+} (восьмерная координация) ограничен вследствие высокой активности СаО. Главные изоморфные замещения происходят в позиции R^{3+} , т. е. $Al \rightleftharpoons Fe^{3+}$ или гроссуляр \rightleftharpoons андрадит (рис. 16). Ионный радиус Al гораздо меньше, чем Fe^{3+} (Краткий справочник ..., 1977), следовательно, давление должно благоприятствовать повышению содержания гроссулярового компонента. На это указывает также соотношение мольных объемов (Грос — 125,3 см³/моль, Андр — 131,65 см³/моль). В. И. Кицул (1973) предложил использовать гроссуляровый компонент известковых гранатов в бескальцитовых парагенезисах в качестве геобарометра. Однако появление существенно андрадитового граната обусловлено главным образом повышением фугитивности кислорода. В кальцитсодержащих парагенезисах некоторое влияние оказывает фугитивность CO₂, причем действует она в обратном направлении (см. реакции (10) и (12)). Обращает на себя внимание, что гранаты скарнов и

Спессартин		Гроссуляр		Андрадит		Шорломит		F	
\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
0,90	—	75,70	—	16,80	—	—	—	92,13	—
5,92	—	7,82	—	14,34	—	—	—	65,52	—
5,81	8,22	37,53	22,19	37,41	21,17	0,69	0,55	91,55	4,95
1,00	0,55	41,78	19,52	39,77	24,73	—	—	87,62	11,30
0,35	0,05	51,6	16,80	25,70	8,20	—	—	79,64	4,19
2,96	2,96	10,91	3,09	41,72	27,38	—	—	79,49	17,13

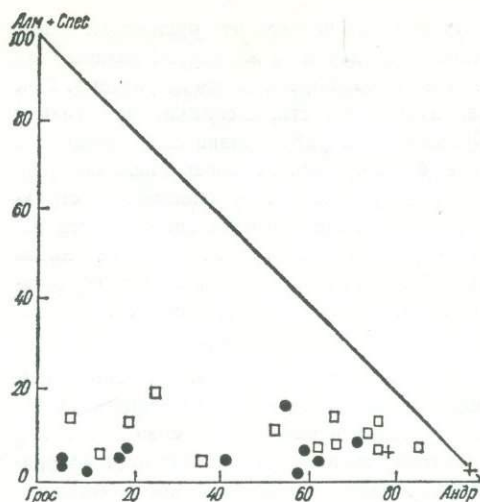
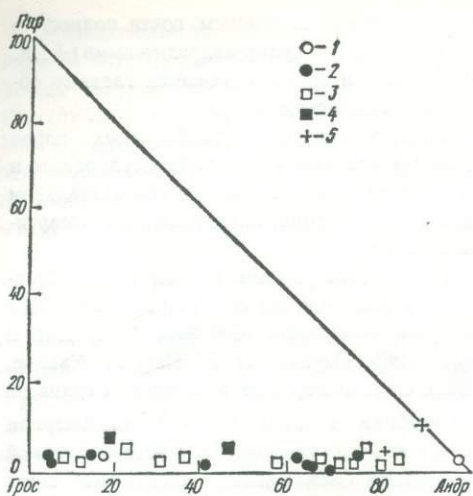


Рис. 16. Компонентный состав гранатов известково-силикатных пород: 1 — карбонатных; 2 — скарнов и скарноидов; 3 — известково-силикатных гнейсов; 4 — роговиков; 5 — метасоматитов

скарноидов почти не отличаются по содержанию андрадитового компонента от гранатов известково-силикатных гнейсов (табл. 5, рис. 16), следовательно, режим кислорода был один и тот же. Возможно, не всегда точно определена принадлежность пород к метаморфическим или метасоматическим образованиям.

Более интересно сопоставление гранатов по региональному признаку. В каждом районе имеется верхний предел содержания андрадитового минала. Например, в Приднестровье описаны гранаты с содержанием андрадитового компонента меньше 22—23%, на Волыни — 34%, в Приазовье этот предел поднимается до 72%, а в гранате из скарна в Волновахской зоне разломов, в парагенезисе с магнетитом, доля андрадита достигает 94% (табл. 6 и 7). Таким образом, фугитивность

кислорода самая высокая была в скарнах и известково-силикатных гнейсах Приазовья. Это подтверждается и их частой ассоциацией с железистыми породами.

Несмотря на высокий коэффициент окисления железа в существенно андрадитовом гранате, фугитивность кислорода во вмещающих породах не превышала гематит-магнетитовый буфер, о чем свидетельствует нахождениема. гнетита, а не гематита в ассоциации с андрадитом. В карбонатных породах окислению магнетита в гематит препятствует реакция $3\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CO} = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{CO}_2$ (Холи, Робинсон, 1950). Вхождение железа в гранат в виде иона Fe^{3+} благоприятствует высокая активность CaO и SiO_2 .

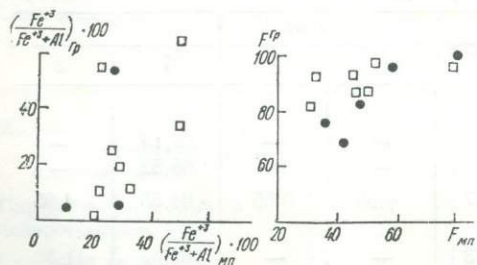


Рис. 17. Корреляция состава сосуществующих гранатов и клинопироксенов. Условные обозначения см. на рис. 16

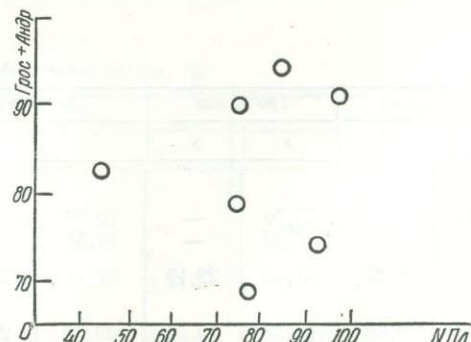


Рис. 18. Корреляция кальциевости гранатов с основностью плагиоклаза в известково-силикатных породах

ТАБЛИЦА 6

Парагенезисы метаморфических известково-силикатных пород

Номер образца	Парагенезис	Район развития	Литературный источник, автор коллекции
	Известково-силикатные сланцы и клинопироксеновые гнейсы		
136	Гр _{34,5} * + МП _{32,7} + Пл ₈₆	Приазовье	Хмарук, 1963
163	Гр _{1,41} + МП ₂₆ + Пл ₇₆ + Кв	»	То же
189	Гр _{71,7} + Пл ₄₄ + МП + Кв + Мт + КПШ	»	» »
321	Гр ₁₈ + МП _{50,3} + Пл ₉₆ + Ка + Рог + Бн	»	» »
158	Гр _{11,9} + МП _{48,2} + Пл + Ск	»	Коллекция Т. Г. Щербаковой
41	Гр _{27,7} + МП ₈₀ + Пл	»	То же
45	Гр _{63,9} + МП + Пл + Ск	Западная часть щита	Щербак, 1959
119а	Гр _{59,8} + МП + Пл ₇₄₋₇₉	То же	То же
С—520	Гр _{55,7} + МП ₄₆ + Пл ₇₈ + Ск	Приазовье	Коллекция К. Е. Есипчука
1367	Гр _{63,8} + МП + Пл	»	То же
1318	Гр ₄₂ + МП + Пл	»	» »
3100	Гр ₆₅ + МП _{52,9} + Пл ₉₉	»	Коллекция И. С. Усенко
Г—1	Гр _{5,7} + МП + Пл ₉₂	Волынь	Гнатив, 1960
112	Гр ^{ВТ} + Пл ₃₀ + Ск ₆₇ ^{ВТ} + МП + Вол + Ка + Кв + Сф	Приднестровье	Коллекция В. М. Вендиктова
	Мраморы и кальцифиры		
С—38	Гр ₄₋₁₂ ^{ВТ} + МП + Ка + Кв + Пл ₆₋₃₂ ^{Рел} + Ск ^{ВТ} ± Вол + Клц ^{ВТ} + Сф	Приднестровье	Коллекция В. М. Вендиктова
С—102	МП + СК ± Вол + Гр ^{ВТ} + Ка + Кв + Сф	То же	То же
2644	Гр _{16,8} + Ка + Фас + Вол	Волынь	Коллекция Е. К. Пискорской

* Цифры в нижнем индексе при символе граната в табл. 6 и 7 обозначают содержание андраитового компонента.

В общих чертах отмечается корреляция отношения $Fe^{3+} : (Fe^{3+} + Al)$ в гранатах и сосуществующих клинопироксенах (рис. 17). Значительный разброс точек, затушевывающий корреляционную зависимость, свидетельствует главным образом об отклонении от равновесия. Этот разброс получается еще больше при сопоставлении общей железистости в той же паре минералов (рис. 17).

По имеющимся материалам не обнаруживается корреляция кальциевости гранатов с основностью плагиоклазов (рис. 18). Но в то же время кальциевость гранатов (сумма Грос + Андр) возрастает по мере повышения активности СаО (щелочные метасоматиты — известково-силикатные и клинопироксеновые гнейсы — скарны и скарноиды — известково-силикатные карбонатные породы) (табл. 5).

ТАБЛИЦА 7

Парагенезисы скарнов и скарноидов

Номер образца	Парагенезис	Район развития	Литературный источник, автор коллекции
1—М	Гр _{58,5} + МП + Пл + Ск	Приазовье	Марченко и др., 1968
2—М	Гр _{61,9} + МП + Пл + Ск	»	То же
3—М	Гр _{57,7} + МП + Пл + Ск	»	» »
4016	Гр _{10,2} + Вез ± МП	Волянь	Гнатив, 1960
106	Гр _{40,29} + МП _{25,9} + Ол + РП + Амф + Кв + Эп + Мт	Центральная часть	Коллекция Т. А. Скаржинской
401	Гр _{33,9} + МП + Вол + Вез + Ка	Волянь	Коллекция Р. И. Сироштана
4	Гр + МП _{80,2} + Пл	Приазовье	То же
103	Гр _{17,5} + Вол + МП + Ка	Волянь	Коллекция Е. К. Пискорской
893	Гр _{93,9} + МП + Пл + Ск + Эп + Акт + Мт	»	То же
4120	Гр _{68,05} + МП + Ка + Эп + Акт	Ингуло-Ингулецкая полоса	Мельник и др., 1963
1—4	Гр _{14,34} + МП + Ол + Дол	Побужье	Ушакова, 1959
С—102	Гр _{4,85} + МП _{47,2} + Ка + Кв + КПШ ± Ск	Приднестровье	Венидиктов, 1978
С—102а	Гр _{4,87} + МП _{43,2} + Пл + Кв + Ка + Сф	»	То же
—	МП + Гр + Пл ₉₅	Побужье	Наливкина, 1964
С—1	Гр + МП + Ол + Гип + Амф + Кв + Эп	Среднее Приднестровье	Коллекция Т. А. Скаржинской

Соответственно в этом же направлении уменьшается содержание катионов группы R^{2+} , т. е. имеет место изоморфизм $Ca \rightleftharpoons (Fe, Mn, Mg)$. Наиболее отчетливо наблюдается обратная корреляция (Грос + Андр): Альм. Пределы изоморфной смесимости Fe^{2+} заметно шире, чем у Mg и Mn. Примесь пирропа обычно не превышает 5%. Не наблюдается какой-либо зависимости изоморфизма в группе R^{2+} от степени замещения $Al \rightleftharpoons Fe^{3+}$ (рис. 16), хотя в литературе есть указания на то, что содержание Mg падает с увеличением мольной доли андрадита (Груднев, 1975).

Повышенные количества пирропа и альмандин отмечены в гранатах из щелочных метасоматитов, что, вероятно, связано с оригинальным составом вмещающих пород. Необычным также является гранат из известково-силикатного сланца, который содержит 46,88% Спес, 21,94 Альм и 15,10% Пир (Прил., табл. 6, ан. 6). Как уже отмечалось

(Хмарук, 1970), причина повышенного количества марганца в гранате и сосуществующем пироксене заключается в составе исходных пород. Существенно марганцевая среда расширяет и пределы изоморфизма $Ca \rightleftharpoons Mg$ и $Ca \rightleftharpoons Fe^{2+}$. По некоторым данным (Жданов, Малкова, 1971) содержание спессартина в гранате связано прямой корреляцией с содержанием Mn и Ca в породе, величиной окислительного потенциала и уровнем щелочности (калиевости) породы.

Особенности корреляции между Fe^{2+} , Mn и Mg забываются более сильными связями $Al \rightleftharpoons Fe^{3+}$ и $Ca \rightleftharpoons (Fe^{2+}, Mn, Mg)$. Несколько необычные соотношения (много пирропа и мало спессартина) обнаружены в гранатах из роговиков (табл. 5).

Из примесных компонентов в гранатах скарнов и известково-силикатных сланцев постоянно присутствует титан, однако содержание его весьма низкое. Лишь в некоторых

случаях (Прил., табл. 6, ан. 11, 13, 23, 25) содержание его позволяет выделить меланитовый минерал. Низкое содержание титана объясняется не отсутствием его в породе, а концентрацией в собственном минерале — сфене, количество которого в известково-силикатных сланцах иногда достигает 3—5%.

ГРАНАТЫ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ СЛАНЦЕВ БОГАТЫХ MnO (ГРУППА VIII)

Альмандин-спессартины являются редкими гранатами в метаморфических породах. Несколько чаще они наблюдаются в пегматитах и пегматоидных гранитах низкотемпературных зон метаморфизма (Соболев, 1964). Опубликовано лишь два химических анализа гранатов низкотемпературных сланцев богатых марганцем (Мордовец, 1972; Мельник, Стрыгин, 1963). Первый — альмандин-спессартин из гранитизированного магнетит-биотитового сланца в полосе мигматитов западнее

Криворожско-Кременчугской зоны (район сел Моисеевка и Родионовка) (Мельник, Стрыгин, 1963), второй — гранат из слюдисто-кварц-графитового сланца верхней свиты криворожской серии (Криворожье, рудник им. Карла Либкнехта, скв. 13363, гл. 560 м). В слюдисто-кварц-графитовом сланце содержится 2,25% MnO (Мордовец, 1972). Химический и компонентный состав альмандина из этих пород соответственно следующий (в %): SiO_2 — 36,60 и 37,15; TiO_2 — 0,27 и 0,56; Al_2O_3 — 20,08 и 20,48; Fe_2O_3 — 2,18 и 1,40; FeO — 16,07 и 8,39; MnO — 17,13 и 26,50; MgO — 2,32 и 3,94; CaO — 4,33 и 1,31; Alm — 37,5 и 18,8; $Spes$ — 40,1 и 61,1; Pir — 9,5 и 16,8; Ca -гранат — 12,9 и 3,7. Эти гранаты образованы в низкотемпературных условиях зеленосланцевой фации.

Существенно спессартиновые гранаты отмечаются также в лептитоподобных породах северо-западной части Украинского щита и пегматитах, а также изредка в известково-силикатных сланцах.

Среди гранатсодержащих гранитоидов, как уже отмечалось выше, различаются две группы: 1) региональные гранитоиды (группа VIII), 2) пегматиты и жильные аплитопегматоидные граниты (группа IX).

В региональных гранитоидах выделяются следующие минеральные парагенезисы: Гр + Би + КПШ + Пл + Кв, Гр + Би + Кор + КПШ + Пл + Кв, Гр + Би + Гип + КПШ + Пл + Кв, Гр + Би + Гип + Фа + КПШ + Пл + Кв, Гр + Би + Пл + Кв, которым соответствуют парагенетические типы гранатов.

Расчленение гранатсодержащих пегматитов и жильных аплитопегматоидных гранитов основано на особенностях химического состава гранатов и геолого-структурном положении вмещающих комплексов пород.

ГРАНАТЫ ГРАНАТ-БИОТИТОВЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Среди гранатсодержащих гранитоидов наиболее широко распространены биотит-гранатовые разновидности. Гранат в них обычно ассоциирует с биотитом, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем. При однообразии качественного состава наблюдаются значительные вариации в количественном распределении породообразующих, а также аксессуарных минералов. Гранаты этой группы наиболее изучены (Прил., табл. 7, ан. 1—31).

По петрогенетическим особенностям гранитоиды весьма неоднородны. Главенствующее положение среди них занимают различные типы порфиробластических гранитоидов, которые рассматриваются как продукт протерозойской гранитизации архейского плагиогранитного или же протерозойского гнейсо-

мигматитового субстрата. В этот тип включены также равномернозернистые аллохтонные гранитоиды, по структурным и генетическим особенностям занимающие промежуточное положение между региональными порфиробластическими и жильными аплитопегматоидными гранитоидами. В эту же группу включен один анализ граната из плагигранита Среднего Приднепровья.

Гранаты гранат-биотитовых гранитоидов весьма однообразны по составу. Вариации в содержании спессартинового и гроссулярового компонентов незначительны — 0,31—4,84 и 1,81—6,69% соответственно. Колебание содержания пиропового и альмандинового компонентов весьма широко и сопоставимо с колебанием во всей выборке по гранитам.

Широкие колебания железистости, содержание пироба и альмандина в гранатах этого типа позволяют расчленить их на два подтипа. В подтип A_1 вошли гранаты аллохтонных гранитов Вольно-Подоллии, выделенных Н. П. Щербаком (1975) в самостоятельный побужский комплекс, гранаты артеритовых мигматитов Нижнего Побужья и гранат средне-крупнозернистого гранита балки Дубровина в бассейне реки Боковеньки (Прил., табл. 7, ан. 1—6, 9, 10, 29).

Железистость граната в подтипе A_1 колеблется от 65,97 до 78,5, при среднем значении 72,15. Содержание альмандина — от 63,27 до 74,87, а пироба — от 19,76 до 32,75%.

Подтип A_2 представлен 22 анализами. В нее включены гранаты порфиroidных и равномернозернистых гранитов Приднестровья (Прил., табл. 7, ан. 7, 8), порфиroidных гранитов Вознесенского массива (Прил., табл. 7, ан. 11), порфиробластических и равномернозернистых гранитов Новоукраинского (Прил., табл. 7, ан. 12—26) и Кировоград-

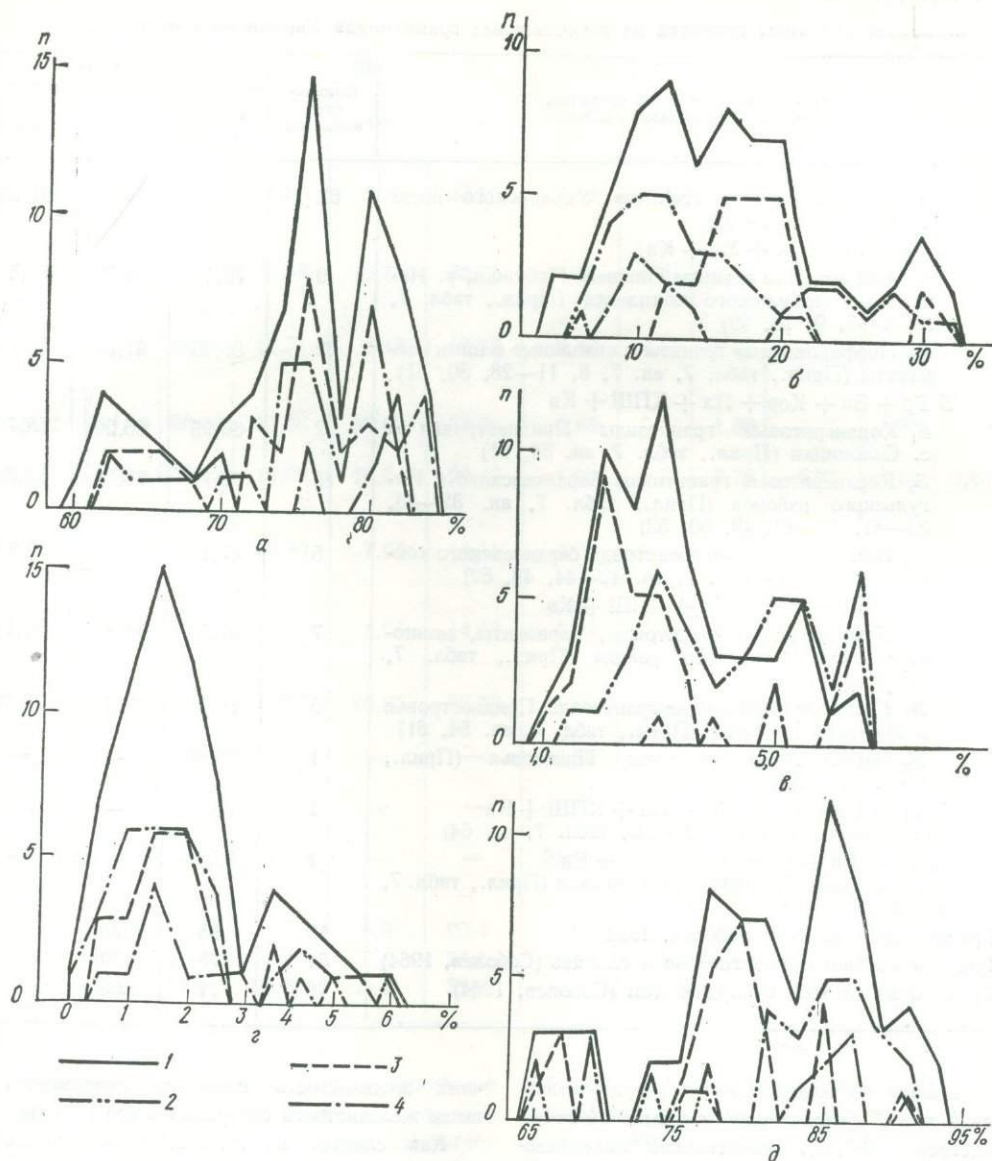


Рис. 19. Гистограмма содержания альмандина (а), пироба (б), спессартина (в), гроссуляра (г) и F (д) в гранатах региональных гранитоидов.

Граниты: 1 — гранатосодержащие гранитоиды; 2 — биотит-гранатовых гранитоидов; 3 — гиперстенсодержащих гранитоидов; 4 — кордиеритсодержащих гранитоидов

ского (Прил., табл. 7, ан. 27) районов, среднезернистого гранита Верблюжского массива (Прил., табл. 7, ан. 30) и зоны микроклинизации в плагиигранитах Ингулецкого вала (Прил., табл. 7, ан. 31).

Железистость граната в подтипе A_2 колеблется от 81,04 до 92,50 при среднем значении 86,35. Содержание альмандина — от

74,33 до 84,66, а пироба — от 8,12 до 18,12%. По величине общей железистости, содержанию альмандина и пироба выделенные подтипы практически не перекрываются. По содержанию спессартина и гроссуляра в подтипах наблюдается почти полное перекрытие, тенденция к повышению их содержания в подтипе A_2 выражена слабо.

Парагенетические типы гранатов из региональных гранитоидов Украинского щита; %

Парагенетические типы гранатов, комплексы вмещающих пород	Количе- ство анализов	F		
		Сред- нее	От	До
Гранаты из региональных гранитов Украинского щита (Прил., табл. 7, ан. 1—62)	62	81,55	65,97	91,75
А Би + Гр + Пл + Ми + Кв				
А ₁ Аллохтонные граниты Нижнего Побужья, р. Ингульца и Побужского комплекса (Прил., табл. 7, ан. 1—6, 9, 10, 29)	9	72,15	65,97	78,50
А ₂ Порфиroidные граниты и связанные с ними мигматиты (Прил., табл. 7, ан. 7, 8, 11—28, 30, 31)	22	86,35	81,04	92,50
Б Гр + Би + Кор + Пл + КПШ + Кв				
Б ₁ Кордиеритовые гранитоиды Приднестровья и с. Соломирки (Прил., табл. 7, ан. 34, 51)	2	66,95	65,20	68,70
Б ₂ Кордиеритовые гранитоиды Бердичевского и Ингульского районов (Прил., табл. 7, ан. 32—33, 35—41, 45—47, 49, 50, 53)	15	79,73	76,32	82,68
Б ₃ Бескордиеритовые гранитоиды бердичевского комплекса (Прил., табл. 7, ан. 42—44, 48, 52)	5	87,19	85,00	91,75
В Гр + Би + Гип + Пл + КПШ + Кв				
В ₁ Порфиroidные гранитоиды, чарнокиты, монциты Новоукраинского района (Прил., табл. 7, ан. 55—60, 62)	7	87,59	84,55	91,18
В ₂ Гиперстенсодержащие гранитоиды Приднестровья и Нижнего Побужья (Прил., табл. 7, ан. 54, 61)	2	76,93	76,10	77,76
В ₃ Чарнокитовый комплекс Приазовья (Прил., табл. 7, ан. 63)	1	80,80	—	—
Г Гр + Би + Гип + Фа + Пл + КПШ + Кв Новоукраинский район (Прил., табл. 7, ан. 64)	1	93,59	—	—
Д Гр + Би + Пл + Му + (Эп) + Кв Плагиигранит Среднего Приднестровья (Прил., табл. 7, ан. 65)	1	93,55	—	—
Гранаты из гранитов (Соболев, 1964)	19	85	78	92
Гранаты из биотитовых гнейсов и сланцев (Соболев, 1964)	61	78	70	86
Гранаты из гнейсов с кордиеритом (Соболев, 1964)	16	71	66	76

Гранат из плагиигранита (парагенетический тип Д) характеризуется высокой железистостью (93,55), значительной кальциевостью (14,07), очень высоким содержанием спессартина (21,6%) наряду с пониженным содержанием пироба. (4,15%).

Колебание содержания основных компонентов и величины железистости гранатов различных парагенетических типов отражено на гистограммах (рис. 19) и сведено в табл. 8.

При сравнении общей железистости гранатов с общей железистостью содержащих их гранитоидов прямой четкой зависимости не наблюдается (рис. 20), однако во всех слу-

чаях железистость минерала оказывается выше железистости содержащей его породы.

Как следует из литературных данных (Щербак, 1975; Вендиктов, 1978), наиболее низкой железистостью обладают порфиroidные граниты Приднестровья, следовательно, и железистость граната этих пород понижена.

Гранат-биотитовые гранитоиды, как и гранаты из них, по железистости и кальциевости занимают промежуточное положение между биотит-гранат-эулитовыми и гранат-биотит-кордиеритовыми разностями (рис. 21). По величине глиноземистости гранат-биотитовые

Альмандин			Пироп			Спессартин			Са-гранат		
Среднее	От	До	Среднее	От	До	Среднее	От	До	Среднее	От	До
76,47	63,27	84,66	17,50	7,95	33,90	2,13	0,31	5,05	3,90	1,02	8,66
68,73	63,27	74,87	26,48	19,76	32,75	1,44	0,31	3,82	3,35	2,28	4,65
80,16	74,33	84,66	12,71	8,12	18,12	2,43	0,73	4,84	4,70	1,81	6,69
65,15	63,40	66,30	31,46	30,00	33,90	0,95	0,81	1,00	2,55	1,50	3,60
75,94	72,42	78,62	19,39	16,24	22,47	1,90	0,71	2,76	2,77	2,15	3,43
81,63	80,15	83,25	12,30	7,95	14,11	3,77	2,15	5,05	2,20	1,02	3,75
80,21	76,30	83,64	11,42	8,23	14,13	2,28	1,44	4,21	6,09	3,32	8,66
71,71	70,56	72,86	21,77	20,83	22,70	1,29	0,90	1,69	5,23	5,05	5,41
63,70	—	—	16,10	—	—	3,80	—	—	16,5	—	—
84,26	—	—	5,89	—	—	3,13	—	—	6,72	—	—
60,70	—	—	4,15	—	—	21,6	—	—	14,07	—	—
75	66,80	84,2	13,2	6,0	20,4	6,6	0	14,3	4,9	2,3	7,6
70,2	63,6	76,8	20,0	12,5	27,5	3,9	0,3	7,5	5,7	2,6	8,8
65,8	62,4	69,2	27,8	23,3	32,3	1,8	0,3	3,3	3,6	1,1	6,1

гранитоиды попадают в группу наиболее пересыщенных глиноземом. Величина $Al - (2Ca + Na + K)$ для них достигает значения $+34,5$. При этом следует отметить (рис. 22), что X_{Al} гранатов остается почти постоянной для всех парагенетических типов и не зависит от X_{Al} гранитоидов. Вероятно, глиноземистость пород обусловлена количественным содержанием граната в породе.

Как отмечалось многими исследователями, занимавшимися изучением гранитоидов Украинского щита (Шербаков, 1975; Шербак, 1975; Усенко и др., 1974), важной особенностью их химического состава, позволяющей

выделять отдельные типы, является содержание в них щелочей, а также взаимоотношение калия и натрия. На диаграмме $CaO - Na_2O - K_2O$ (рис. 23) отчетливо проявляются эти особенности и их связь с парагенетическими типами гранатов. Гранат-биотитовые гранитоиды характеризуются почти равным содержанием калия и натрия или даже некоторым преобладанием последнего.

При сравнении биотит-гранатовых парагенезисов различных комплексов обращает на себя внимание некоторое различие в свойствах минералов, связанное с условиями их образования. При этом отмечается несопря-

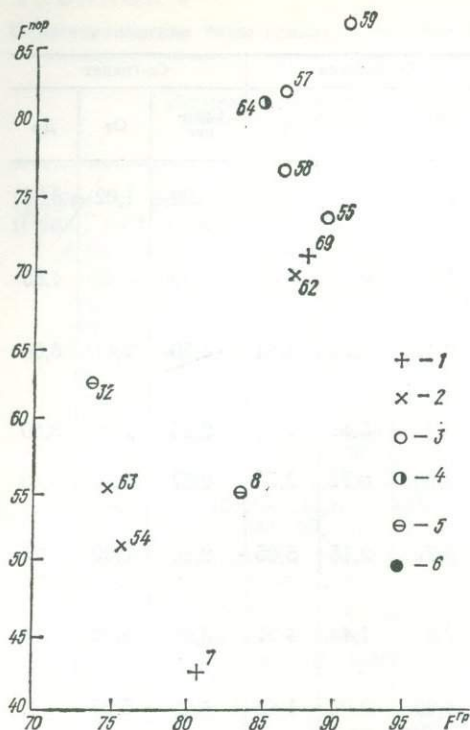


Рис. 20. Соотношение железистости гранатов и вмещающих гранитоидов.
 Граниты: 1 — гранат-биотитовые; 2 — гиперстен-гранат-биотитовые; 3 — эулит-гранат-биотитовые; 4 — фаялит-эулит-гранат-биотитовые; 5 — кордиерит-гранат-биотитовые; 6 — плагнограниты.
 Номера образцов соответствуют номерам анализов в Приложении (табл. 7)

женное изменение свойств граната и биотита, а именно большой разброс значений железистости, глиноземистости и щелочности у биотита при более постоянном их значении у граната. Так, наиболее высокожелезистыми являются гранаты Новоукраинского массива, ассоциирующие с биотитами различной же-

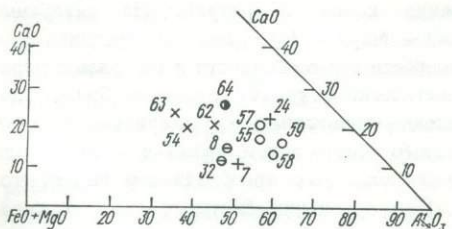


Рис. 21. Диаграмма (А — С — FM) для гранатосодержащих региональных гранитоидов.
 Номера образцов соответствуют номерам анализов в Приложении (табл. 7).
 Условные обозначения см. на рис. 20

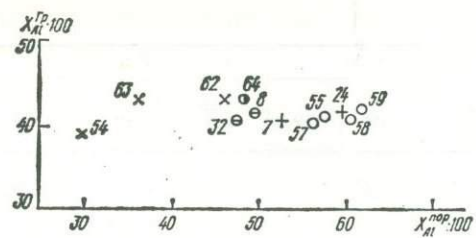


Рис. 22. Соотношение глиноземистости гранатов и вмещающих гранитоидов.
 Номера образцов соответствуют номерам анализов в Приложении (табл. 7).
 Условные обозначения см. на рис. 20

лезистости, но всегда низкой глиноземистости (X_{Al} для биотитов от 0,347 до 0,386).

Более высокая глиноземистость и низкая железистость у биотитов из гранитоидов подольского комплекса, ассоциирующих с менее железистыми гранатами. X_{Al} для биотитов из подольских гранат-биотитовых гранитов колеблется от 0,382 до 0,486. Среднее положение занимают биотиты кировоградского и побужского комплексов (X_{Al} для них равно от 0,281 до 0,456). Так как глиноземистость биотитов тесно связана обратной зависимостью со щелочностью как самих минералов, так и пород в целом (Тарарин, 1971), то можно заключить, что новоукраинские гранатосодержащие гранитоиды формировались

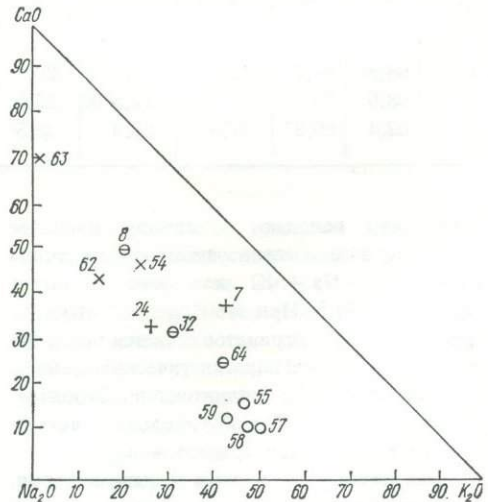


Рис. 23. Диаграмма CaO — Na₂O — K₂O для гранатосодержащих региональных гранитоидов.
 Номера образцов соответствуют номерам анализов в Приложении (табл. 7).
 Условные обозначения см. на рис. 20

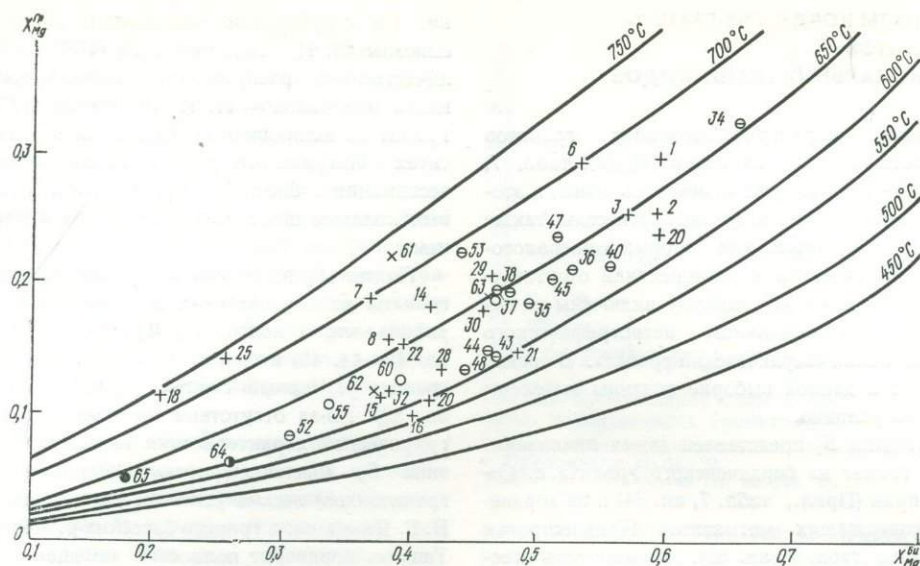


Рис. 24. Диаграмма фазового соответствия магнезиальности гранатов и биотитов региональных гранитоидов, по Л. Л. Перчуку (1970).

Номера образцов соответствуют номерам анализов в Приложении (табл. 7).
Условные обозначения см. на рис. 20

в условиях более высокой щелочности, чем подольские и побужские.

Нижний предел устойчивости биотитов с гранатом в гранитоидах малой глубинности при инертном поведении магния и железа определяется появлением кордиерита (для маложелезистого состава). Верхний предел устанавливается разложением биотита на гиперстен и ортоклаз.

Кроме щелочности большое влияние на парагенезис биотита и граната оказывает температура. С повышением температуры биотит в ассоциации с гранатом становится неустойчивым и превращается в ортоклаз + гиперстен.

Температура гранат-биотитового равновесия, по геотермометру Л. Л. Перчука (1970), для подгруппы A_1 составляет 630—700° С, а для подгруппы A_2 — 600—720° С (рис. 24), что лишает какого-либо смысла фацialsное расчленение гранатов из гранитоидов по интервалам железистости, характеризующих фацции метаморфических пород. По другим геотермометрам область перекрывания температур еще более значительна.

Гранаты гранат-биотитовых гранитоидов по составу очень близки к гранатам аналогичных парагенезисов метаморфических пород

(группа I), отличаясь от последних меньшими колебаниями содержаний пирропа и альмандинна, также более низкими содержаниями спессартина и гроссуляра. Если в гранатах группы I наблюдается отчетливая зависимость общей железистости от фацциальной принадлежности (гл. V), то в гранатах гранат-биотитовых гранитов такая зависимость не устанавливается, хотя наблюдается отчетливый перерыв в интервале железистости 78,5—81,0, соответствующий границе между амфиболитовой и гранулитовой фацциями метаморфогенных пород.

Гранаты в биотит-гранатовых гранитоидах ассоциируют с кислым плагиоклазом. В порфировидных гранитоидах это преимущественно олигоклаз-андезин, а в гранитоидах подгруппы A_1 нередко наблюдается альбит и альбит-олигоклаз. Учитывая незначительные вариации основности плагиоклаза и кальциевости граната, можно предположить, что величина коррелятивной связи между ними будет сильно зависеть от погрешностей определения.

В связи с вышеизложенным выделение столь детальных, как в метаморфических породах, фацций и субфацций в гранитоидах затруднено.

ГРАНАТЫ КОРДИЕРИТ-ГРАНАТ-БИОТИТОВЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Гранаты кордиеритсодержащих гранитов представлены 24 анализами (Прил., табл. 7, ан. 32—53). Как уже отмечалось выше, к этому парагенетическому типу отнесены также анализы гранатов, для которых минералогопетрографическая характеристика отсутствует и которые в эту выборку включены на основании регионального петрографического определения «бердичевский гранит». В связи с этим в данной выборке подтипы выделены весьма условно.

Подтип B_1 представлен двумя анализами. Это гранат из бердичевского гранита с. Соломирки (Прил., табл. 7, ан. 34) и из кордиеритсодержащих мигматитов Приднестровья (Прил., табл. 7, ан. 51). Железистость и содержание алмадина в этих гранатах наиболее низкие среди известных для гранитоидов щита. По компонентному составу и железистости они почти полностью вписываются в подтип A_1 .

Согласно данным С. М. Доброхотова (1968), гранат в бердичевских гранитоидах с. Соломирки может наблюдаться совместно с биотитом, кордиеритом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем, также с андалузитом, силлиманитом и мусковитом, которые характерны для комплекса бердичевских гранитоидов в целом, но в полном наборе практически не встречаются.

Гранат мигматитов с. Котюжаны в Приднестровье (Прил., табл. 7, ан. 51), согласно данным Е. Ф. Сидоренко (1960), наблюдается совместно с биотитом, кордиеритом, кварцем и полевым шпатом.

По компонентному составу гранаты этих районов очень близки, так же как и сосуществующие с ними кордиериты и биотиты. Согласно систематике Н. В. Соболева (1964), они относятся к гранатам пироп-алмандинового типа, как и подгруппа A_1 .

Подтип B_2 представлен 15 анализами гранатов бердичевских гранитов Чудново-Бердичевского района (Прил., табл. 7, ан. 32, 33, 35—41, 45—47, 49, 50) и гранатом шлировидных пегматоидных выделений в мигматитах р. Ингула (Прил., табл. 7, ан. 53). Минеральные ассоциации бердичевских гранитов те же, что и в гранитоидах с. Соломир-

ки. Их структурные особенности детально описаны Ю. Ир. Половинкиной (1963), а количественные распределения породообразующих минералов — Н. П. Щербаком (1975). Гранат из шлировидных выделений в мигматитах Ингульского района наблюдается в ассоциации с биотитом, кордиеритом, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем.

Подтип B_3 представлен 5 анализами. Это гранаты из бердичевских гранитов того же района, что и подтип B_2 (Прил., табл. 7, ан. 42—44, 48) и гранат из среднезернистого гранита р. Черный Ташлык (Прил., табл. 7, ан. 52). Из-за отсутствия минералогопетрографической характеристики выделение подтипа B_3 (бескордиеритовых бердичевских гранитоидов) весьма условно. По сообщению Б. Г. Яковлева, в граните бассейна р. Черный Ташлык кордиерит полностью замещен «кордидефагитом». Не исключено, что вторичный минерал замещает не кордиерит, а гиперстен, на возможность парагенетической ассоциации с которым указывает своеобразность состава граната. Если в данной ассоциации будет подтверждено присутствие кордиерита, то содержащийся в ней гранат привлекает внимание как наиболее железистый в кордиеритсодержащих парагенезисах не только гранитоидов, но также и метаморфогенных пород Украинского щита.

Как видно из табл. 8, пределы колебания железистости, содержания алмадина и пироба в подгруппах B_1 , B_2 , B_3 не перекрываются, в то время как для спессартинового и кальциевого компонентов перекрытия значительные. Наблюдается тенденция увеличения последних от подгруппы B_1 к B_3 .

По площади развития большинство гранитоидов подтипов B_2 и B_3 перекрываются, в то время как гранитоиды Приднестровья и с. Соломирки (подтип B_1) обособлены в пределах отдельных блоков. Кордиеритсодержащие гранитоиды рек Ингула и Черного Ташлыка занимают особое положение, и сопоставление их не только с гранитоидами Вольно-Подолли, но и с вмещающими метаморфогенными комплексами из-за слабой изученности затруднено.

Гранитоиды этого типа по структурному положению и генетическим особенностям существенно различаются между собой. Объединены они в одну группу только на основании

повышенной глиноземистости, индикаторами которой являются гранат и кордиерит, но эта особенность часто обусловлена различными петрогенетическими факторами.

Как уже отмечалось выше, глиноземистость гранатов не связана с глиноземистостью пород и остается почти постоянной (от 0,410 до 0,421), хотя в гранитоидах она различна.

Очевидно, что вхождение глинозема в гранат определяется в основном кристаллохимическими особенностями этого минерала, включающего лишь миналы с алюминием в шестерной координации (роль андрадитового минала ничтожна).

По величине общей железистости гранат-биотит-кордиеритовые гранитоиды занимают промежуточное положение между гранат-биотитовыми и гранат-гиперстеновыми разновидностями. Как уже отмечалось выше, прямой связи между железистостью пород и минералов не наблюдается. При сравнении железистости пород и минералов оказывается, что для гранат-биотит-кордиеритовых гранитоидов разница между ними довольно высокая и доходит до 29% (рис. 20, обр. 8).

Противоположное значение имеет магнезиальность. Из всех выделенных разновидностей гранатсодержащих гранитоидов кордиеритовые являются наиболее магнезиальными (MgO до 2,13%). Соответственно высока и магнезиальность гранатов этих пород.

Для кордиеритсодержащих парагенезисов свойственно низкое содержание щелочей (в сумме 5—6%) и при этом содержание калия и натрия или равно или последний преобладает (Щербак, 1975).

Характерным для кордиеритсодержащих гранитоидов является низкая кальциевость (рис. 25) как самих пород, так и гранатов из них.

Для бердичевских гранат-биотит-кордиеритовых гранитов характерен парагенезис $Gr_{74,5} + Bi_{43,3} + Cor_{29,7}$, т. е. гранат и все остальные минералы в этом парагенезисе менее железистые и более глиноземистые, чем в аналогичных безкордиеритовых парагенезисах. X_{Al} для биотитов этих парагенезисов колеблется от 0,386 до 0,416.

Парагенезис граната с кордиеритом и биотитом (Маракушев, 1965) устойчив в очень широких интервалах температур и давлений. Однако свойства слагающих этот парагенезис минералов варьируют в зависи-

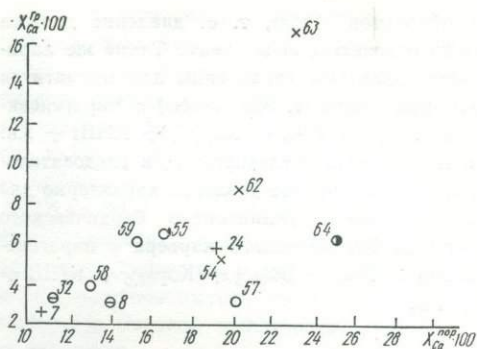


Рис. 25. Соотношение известковистости гранатов и вмещающих гранитоидов.

Номера образцов соответствуют номерам анализов в Приложении (табл. 7).
Условные обозначения см. на рис. 20

мости от условий образования. Причем для граната и кордиерита как безводных фаз важным является изменение давления, в то время как на устойчивость биотита большее влияние оказывают химический потенциал воды и температура.

Наиболее высокая температура гранат-биотитового равновесия установлена в парагенезисе $Gr + Bi + Cor$ из шпировидных выделений в мигматитах р. Ингула — $695^{\circ}C$ (Перчук, 1970). По остальным гранат-биотитовым парам температура меняется от 600° до $660^{\circ}C$ (рис. 27). Величина колебания температуры в этой группе сопоставима с величиной погрешности геотермометров. В связи с чем связь химического состава гранатов с температурой проявляется не вполне отчетливо.

Как показывают исследования природных парагенезисов, ассоциация высокожелезистого граната с кордиеритом и биотитом средней железистости возможна в условиях средних глубин. В глубинных зонах, где давление увеличивается, биотит и кордиерит становятся более магнезиальными (Маракушев, 1973).

Устойчивость кордиерита с гранатом и биотитом ограничивается составом с низкой щелочностью (особенно калия), при этом кордиерит обладает железистостью, варьирующей в широких пределах. Сопряженно с кордиеритом меняется железистость граната, фиксирующая условия изменяющегося давления. Наиболее низкая железистость свойственна парагенезису бердичевских гранитов с. Соломирки, где $Gr_{67,5} + Bi_{34,2} + Cor_{26,3}$ ассоциирует с силлиманитом и андалузитом

(Доброхотов, 1968), т. е. давление должно быть относительно высоким. Такие же параметры давления характерны для мигматитов Приднестровья (с. Катюжаны) с парагенезисом $Gr_{65,5} + Bi_{36} + Кор_{24,2} + КПШ + Кв$. Более высокая железистость, а следовательно, и более низкое давление характерно для кордиеритовых гранитоидов бердичевского типа из Жежелевского карьера с парагенезисом $Gr_{81} + Bi_{50,5} + Кор_{38,6} + КПШ + Кв$.

ГРАНАТЫ ГИПЕРСТЕН-ГРАНАТ-БИОТИТОВЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Гранаты гиперстенсодержащих гранитоидов охарактеризованы 11 анализами (Прил., табл. 7, ан. 54—64). Породы этого типа представлены как обычными для щита порфиробластическими, так и сравнительно редкими разновидностями трахитоидных и массивных гранитов, граносенитов, монзонитов и чарнокитов, для которых характерны значительные вариации химического и минерального состава. Наряду с равновесными для этой группы пород характерны также и полигенные минеральные ассоциации. Для гранатов характерны значительные вариации железистости и отчетливо выраженная тенденция к увеличению Са-компонента и в меньшей степени спессартина.

Железистость гранатов этого типа меняется от 76,10 до 93,59, содержание альмандина — от 63,7 до 84,26%, пироба — от 5,89 до 22,7%, спессартина — от 0,9 до 4,21% и Са-компонента — от 3,32 до 16,5.

По компонентному составу и некоторым парагенетическим особенностям гранаты гиперстенсодержащих гранитоидов разделены на три подтипа. Гранат гиперстен-оливинового граносенита, уникальный для Украинского щита, выделен в самостоятельный парагенетический тип.

В подтип B_1 вошли гранаты (Прил., табл. 7, ан. 55—60) гранат-биотит-эулитовых гранитоидов Новоукраинского массива и гранат чарнокитов Боковьянского массива (Прил., табл. 7, ан. 62). Гранаты этого подтипа наблюдаются в ассоциации с биотитом, эулитом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем. Калиевый полевой шпат может быть представлен как ортоклазом,

так и ясорешетчатым микроклином или промежуточным структурным типом. Нередко наблюдаются ильменит и магнетит, содержание которых меняется от аксессуарных количеств до 3%; основность плагиоклаза может меняться в значительных пределах.

К подтипу B_2 отнесены гранаты чарнокита Приднестровья и крупноравномернозернистого гранита р. Большая Корабельная (Прил., табл. 7, ан. 54, 61) в Нижнем Побужье. Гранаты этого подтипа отличаются от предыдущего более высоким содержанием пироба и более низким альмандина при почти равновесном содержании спессартина и Са-компонента. Для сосуществующего с гранатом гиперстена характерно следующее: в гиперстенах новоукраинских гранитов глинозема практически нет, а в гиперстене из гранитоидов Приднестровья содержание глинозема достигает 8%.

Подтип B_3 представляют эндербитоподобные породы, в пределах щита изученные еще явно недостаточно как в отношении состава, так и ореолов распространения. Гиперстенгранатовые безкальцишпатовые парагенезисы подобного типа, по-видимому, следует рассматривать как высокотемпературные фации пород плагиогранитового ряда, имеющих региональное развитие в Среднем Приднестровье и в Приазовье, а в центральной и западной частях щита — ограниченное. Подтип представлен одним анализом (Прил., табл. 7, ан. 63). Гранат отличается высоким содержанием кальциевого компонента (16,5%), почти в два раза превышающего наиболее высокое содержание в гранатах из всех прочих типов региональных гранитов. По содержанию альмандина, пироба и спессартина этот гранат на общем фоне химического состава остальных гранатов не выделяется.

При изучении связи свойств гранатов с содержащими их породами оказывается, что гранат-биотит-эулитовые гранитоиды Новоукраинского массива характеризуются самой высокой железистостью (до 87), и, соответственно, высокую железистость имеет и гранат из этих пород. При этом различие в величине железистости породы и минерала для новоукраинских чарнокитоидов минимальное (4—5), а для основных чарнокитоидов Приднестровья и Побужья достигает 18—24 (Прил., табл. 7, ан. 54, 62, 63. Рис. 20). Выделенные две подгруппы гранитоидов и гранатов (B_1 и B_2) различаются по щелочности,

что также находит свое отражение в свойствах гранатов, а именно в его железистости и глиноземистости.

Так, гранитоиды с парагенезисом $Gr + Bi + Эул$ оказываются наиболее богаты щелочами (рис. 23), при этом количество калия в них почти в два раза больше, чем натрия. Этот факт подтверждает ранее сделанные выводы (Маракушев, 1965) о том, что высокожелезистые парагенезисы возможны лишь в условиях повышенной щелочности (особенно калиевости).

По относительному содержанию кальция (рис. 23, 25) (все региональные гранитоиды являются породами бедными кальцием) гранат-биотит-эулитовые (B_1) и гранат-биотит-гиперстеновые (B_2) различия также различаются между собой, а именно первые бедны, а вторые богаты ими. При этом следует отметить (рис. 25), что кальциевость граната (X_{Ca}) и породы связана прямой зависимостью.

В отличие от новоукраинских гранитоидов в чарнокитах Приднестровья и Побужья сосуществующие с гранатом биотиты и гиперстены характеризуются пониженной железистостью и повышенной глиноземистостью, что указывает на иные условия их образования. Так, чарнокит р. Б. Корабельной представлен ассоциацией $Gr_{78} + Bi_{61,4} + Gi_{60}$, а из Приднестровья — $Gr_{79,5} + Bi_{50} + Gi_{34}$. Условия образования таких пород характеризуются высокими давлением и температурой и соответствуют глубинным зонам метаморфизма. Пониженная железистость граната и ассоциирующих с ним гиперстена и биотита, а также высокая глиноземистость этих минералов отражают условия гранулитовой фации метаморфизма.

Как отмечалось многими исследователями (Маракушев, 1965, 1973; Тарарин, 1971), парагенезис ромбического пироксена с биотитом, калиевым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом и иногда с гранатом является типичным чарнокитовым и в случае низкой железистости входящих в эту ассоциацию минералов отражает условия высокого давления и высокой температуры образования. Аналогичные парагенезисы с высокой железистостью (новоукраинские гранитоиды), например $Gr_{85-92,5} + Эул_{73,1-82} + Bi_{60,5-73}$, отражают иные условия образования, а именно более низкое давление при такой же тем-

пературе и повышенной щелочности. При понижении температуры гиперстен и гранат разлагаются на биотит и кварц. Верхним пределом существования этого парагенезиса в условиях все более повышающейся щелочности является реакция появления ассоциации ортоклаза с фаялитом: $Bi + Kв + (K_2O) = Фа + Орт + (H_2O)$. Кроме высокой железистости минералы, слагающие этот парагенезис, гиперстен и биотит, обладают низкой глиноземистостью, что также свидетельствует о высокой щелочности окружающих растворов.

Ассоциация $Gr + Фа + Эул + Би + Пл + КПШ + Кв + Ил$, наблюдаемая в граносиенитах Новоукраинского массива (подтип B_3), уникальна и в гранитоидах УЩ установлена впервые. Гранат из этой ассоциации охарактеризован анализом (Прил., табл. 7, ан. 64). Его железистость составляет 93,59 и среди описываемых гранатов является наиболее высокой, в то время как содержание пироба — 5,89% — наиболее низким. Железистость сосуществующего с этим гранатом биотита составляет 73, а оливина — 92. Столь высокая железистость биотита наблюдалась только в парагенезисах рапаквидных гранитов Корсунь-Новомиргородского плутона и в железистых породах. Присутствие ильменита в парагенезисе свидетельствует о том, что железистость темноцветов в этой породе может рассматриваться как предельная.

В условиях повышенной щелочности такой парагенезис становится неинвариантным и отражает конкретные условия температуры и давления. По геотермометру и геобарометру Л. Л. Перчука эти величины предельно возможны для осуществления ассоциации граната с фаялитом, эулитом и биотитом, при дальнейшем понижении температуры и повышении щелочности (Маракушев, 1965) она вытесняется ассоциацией оливина с кварцем. Существование такого парагенезиса возможно лишь в очень железистой области и при высокой кремнекислотности.

Биотит и эулит в этом парагенезисе обладают низкой глиноземистостью, свидетельствующей об условиях повышенной щелочности при их образовании. При переходе в железистую область все более сближается железистость минералов, слагающих парагенезисы.

ГРАНАТЫ ПЕГМАТИТОВ И ЖИЛЬНЫХ АПЛИТО-ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ

В описываемой группе пород содержание граната колеблется от аксессуарных количеств до уровня породообразующего минерала, играющего в их составе весьма важную роль.

По данным Н. В. Соболева (1964), гранаты из пегматитов образуют непрерывный изоморфный ряд от альмандина до спессартина с примесью пиропового и кальциевого компонентов. На основании статистической обработки химических анализов гранатов пегматитов и с учетом минерального состава самих пегматитов Н. В. Соболев выделил четыре типа гранатов из этих пород: гранаты керамических пегматитов, мусковитовых пегматитов и два типа гранатов из редкометалльных пегматитов. От первого к последнему типу возрастает удельный вес спессартинового компонента и соответственно падает удельный вес альмандинового. В этом же направлении убывает и количество пиропового компонента. Близкая по характеру типизация гранатов из пегматитов проведена Ю. М. Соколовым и др. (1962).

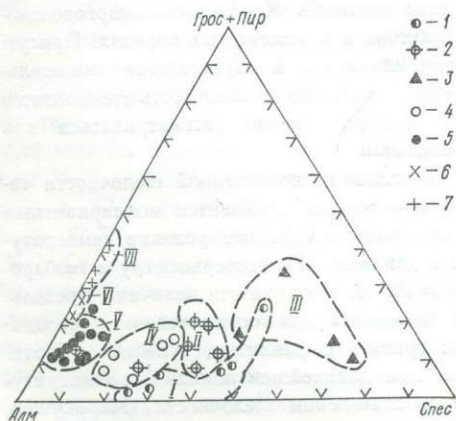


Рис. 26. Компонентный состав гранатов пегматитов и жильных аплитов-пегматоидных гранитов УЩ в системе Алм — Спес — Гранат + Пир.

Породы: 1 — мусковитовые пегматиты Среднего Приднепровья и редкометалльные пегматиты Западного Приазовья; 2 — аплитов-пегматоидные граниты Среднего Приднепровья; 3 — аплитов-граниты и пегматиты осницкого комплекса; 4 — шерл-мусковитовые пегматиты Западной Волыни; 5 — пегматиты кировоградско-житомирского комплекса; 6 — аплитов-пегматоидные граниты бердичевского комплекса; 7 — аплитов-пегматоидные граниты побужского комплекса. I—VII — поля состава гранатов из пегматитов и аплитов-пегматоидных гранитов

Как уже отмечалось выше, все разнообразие гранатосодержащих пегматоидов Украинского щита также может быть сведено к выделению трех типов этих образований — пегматитов керамических, мусковитовых и редкометалльных. Наиболее широко развиты керамические пегматиты и соответствующие им по составу и условиям образования жильные пегматоидные граниты, повсеместно встречающиеся среди гранитов различных комплексов. Мусковитовые и редкометалльные пегматиты пользуются более ограниченным распространением, локализуются они на небольших участках и обычно более отчетливо контролируются разломной тектоникой.

Перечисленные жильные образования отличаются характером минерализации, но по типу парагенетических ассоциаций темновесных минералов с переменной железистостью среди них может быть выделен только единственный тип с парагенезисом Би + Гр. В связи с этим обстоятельством дальнейшее обсуждение особенностей состава и генезиса гранатов будет проводиться не по парагенетическим типам гранитов, как это принято в предыдущих разделах, а по типам гранатов, выделенным по особенностям их химического состава и с учетом типа минерализации и геологического положения вмещающих пород.

Устанавливается определенная связь состава гранатов с типом минерализации вмещающей породы. Общепринятая обработка данных химических анализов гранатов с пересчетом на отдельные компоненты позволяет в зависимости от принятых комбинаций в отношении этих компонентов выделить на трехкомпонентных диаграммах (рис. 26—30) от 5 до 7 типов гранатов, которым отвечают обособленные поля фигуративных точек. Наиболее отчетливо гранаты из описываемой группы пород классифицируются на диаграмме Алм — Спес — (Пир + Гранат), которая и принята нами в качестве основной рабочей диаграммы. Нумерация типов гранатов и занимаемых ими полей осуществлялась в направлении увеличения в составе гранатов гроссулярового и пиропового компонентов.

Гранаты I типа (рис. 26, поле I) характеризуются резко выраженным спессартин-альмандиновым составом. Все остальные компоненты присутствуют в них в виде примесей,

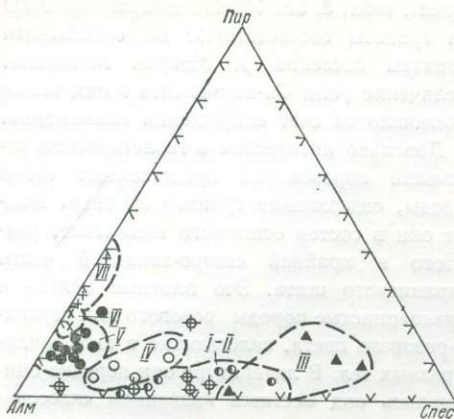


Рис. 27. Компонентный состав гранатов пегматитов и аплито-пегматоидных гранитов УЩ в системе Алм — Спес — Пир. Условные обозначения см. на рис. 26

общее содержание которых не превышает 5—7%. По соотношению альмандина и спессартина здесь можно выделить два подтипа.

В первом подтипе содержание спессартинового компонента составляет 25—35%, во втором — 45—50%. К первому подтипу относятся гранаты из пегматитов и аплитов верховьев р. Мокрой Московки (Орса, 1973). Белые грубозернистые, местами блоковые мусковитовые пегматиты и аналогичные им по составу аплиты слагают значительное по размерам пегматитовое поле, расположенное у восточного контакта Мокромосковского массива гранитов. Существенной особенностью этого района является интенсивная переработка пород, выраженная в процессах оквар-

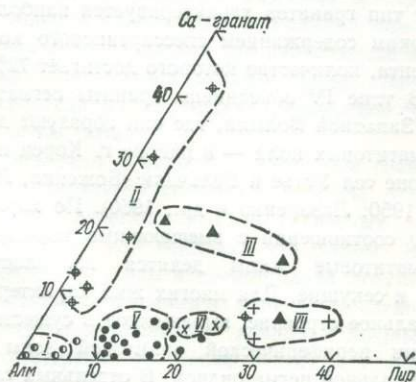


Рис. 28. Диаграмма состава гранатов УЩ в системе Алм — Са-гранат — Пир. Условные обозначения см. на рис. 26

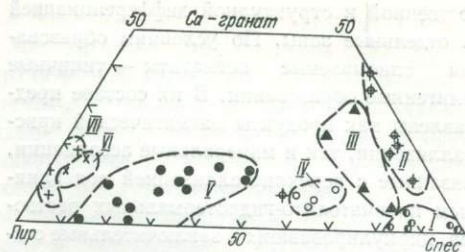


Рис. 29. Диаграмма состава гранатов пегматитов и аплито-пегматоидных гранитов УЩ в системе Пир — Са-гранат-Спес. Условные обозначения см. на рис. 26

цевания, мусковитизации и альбитизации. Характер наложенных процессов свидетельствует о мощном кислотном выщелачивании, охватившем значительную массу пород на большой территории. Процессы кислотного выщелачивания, вероятно, были связаны с пегматитообразованием, возможно, завершила его, что предопределило существенное метасоматическое преобразование и самих пегматитов. Судя по имеющимся данным о характере взаимоотношения граната с остальными минералами, его образование проходило именно в этот сравнительно низкотемпературный этап становления пегматитов. Содержание альмандина в описываемых гранатах составляет 67—75%, спессартина — 25—29, гроссуляра и пироба не превышает 0,3% каждого за исключением лишь одного случая.

Второй подтип выделяется на основании данных о составе гранатов из зональных редкометальных пегматитовых жил Елисеевского пегматитового поля Западного Приазовья (Литовченко, 1972). Пегматитовые жилы приурочены к трещинам, расположенным параллельно оси антиклинальной складки. Мощность изученной гранатосодержащей жилы составляет 45—90 м, длина — около 400 м. Жила характеризуется отчетливой ве-

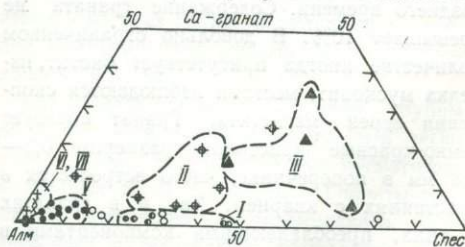


Рис. 30. Диаграмма состава гранатов пегматитов и аплито-пегматоидных гранитов в системе Алм — Са-гранат — Спес. Условные обозначения см. на рис. 26

щественной и структурной дифференциацией на отдельные зоны. По условиям образования описываемые пегматиты — типичные полигенные образования. В их составе представлены как продукты магматической кристаллизации, так и минеральные ассоциации, связанные с перекристаллизацией под влиянием пневматолито-гидротермальных растворов, циркулировавших в заключительные стадии формирования пегматитовых жил. Гранат присутствует почти во всех зонах, но в разных количествах. Наблюдается увеличение содержания граната при переходе от периферических зон (зоны аплита, графического пегматита) к центральным зонам, где оно достигает 10—15%. Представлены гранаты хорошо образованными кристаллами с преобладающим развитием граней {211} и {110} и симплектитовыми сростками с кварцем. Окраска кристаллов розовая или темно-розовая, $n_{Gr} > 1,800$. Состав гранатов из аплитовидной и пегматоидной зон довольно близок, кроме преобладающих альмандинового и спессартинового компонентов присутствует пироповый компонент в количестве 6—7%. Следует отметить, что в зоне сахаровидного альбита при том же содержании марганца гранат, по данным Е. И. Литовченко, заметно обогащен кальцием (до 8%).

Во II тип вошли гранаты аплитопегматоидных жильных гранитов бассейна р. Базавлук и некоторых других районов. Как правило, это сравнительно маломощные секущие жилы, залегающие среди древних мигматитов и плагиогранитов. Приурочены они обычно к тектонически ослабленным зонам, в которых образуют сложную систему взаимопересекающихся жил и прожилков различных генераций. В целом это довольно древние образования, испытывавшие на себе воздействие наложенных процессов более позднего времени. Содержание граната не превышает 10%. В довольно ограниченном количестве иногда присутствует биотит, изредка мусковит, местами наблюдаются скопления зерен магнетита. Гранат образует темно-красные кристаллы размером 0,3—0,8 мм в поперечнике; часто встречается в сростаниях с кварцем. Как и в гранатах I типа, преобладающими компонентами в составе граната являются альмандин и спессартин. В то же время здесь в ощутимых количествах присутствует Са-компонент

(Прил., табл. 8, ан. 11). По содержанию MgO эти гранаты соответствуют вышеописанным гранатам бассейна р. Мокрая Московка, увеличение роли Са-компонента в них также произошло за счет сокращения альмандина.

Довольно интересные в геологическом отношении образования представляют собой породы, содержащие гранаты III типа. Входят они в состав осницкого комплекса, развитого в крайней северо-западной части Украинского щита. Это плотные мелко- и тонкозернистые породы розового или серовато-розового цвета, залегающие в виде жилобразных тел. В литературе они нередко описывались под местным названием «клесовиты». Происхождение этих образований является спорным. Они описывались как аплитграниты, некоторые исследователи их относят к лептитам. Это существенно кварцполевошпатовые породы с резким преобладанием микроклина над кислым плагиоклазом. В небольшом количестве присутствуют биотит и мусковит. Среди аксессуарных минералов преобладает гранат, содержание которого достигает 3 кг/т (Левковская, Орс, 1967). Присутствует он в виде мелких изометричных кристаллов, окрашенных в розовато-желтый цвет. Часто встречаются сростки граната с кварцем, магнетитом и мусковитом. В эту же группу входит гранат из типичного пегматита осницкого комплекса. По внутренним признакам он очень близок к гранатам клесовитов. На соответствующих диаграммах фигуративные точки гранатов клесовитов и осницкого комплекса не легли компактной массой (рис. 29—30), хотя и четко обособились от остальных гранатов. Этот тип гранатов характеризуется наиболее высоким содержанием спессартинового компонента, количество которого достигает 72%.

В типе IV объединены гранаты пегматитов Западной Волыни, где они образуют два пегматитовых поля — в районе г. Корец и в районе сел Устье и Бельчаки (Боженко, Лиса, 1950; Лазаренко и др., 1960). По характеру соотношения с вмещающими породами пегматитовые жилы делятся на пластовые и секущие. Для многих жил характерно зональное строение, выраженное в существовании периферической аплитовой зоны и центральной пегматоидной. В отдельных случаях наблюдаются пегматиты блоковой и письменной структуры. В составе пегмати-

тов кроме преобладающих полевых шпатов и кварца заметную роль играют биотит, мусковит, гранат, турмалин. Встречается гранат в виде хорошо образованных кристаллов размером до 9 см в поперечнике. Окраска обычно темно-красная, реже розовая. Показатели преломления лежат в пределах 1,808—1,820 (Лазаренко та ін., 1960). В составе гранатов этого типа также преобладают алмандиновый и спессартиновый компоненты, но в отличие от гранатов ранее описанных типов среднее содержание спессартина здесь ниже. Кроме того, гранаты этого типа характеризуются более высоким содержанием пиропового компонента.

Определенные типы гранатов обособились в V и VI, VII типы (соответственно пегматиты и аплиты-пегматоидные граниты кировоградско-житомирского, бердичевского и побужского комплексов Вольно-Подолни). Впервые различия между гранатами этих комплексов выявил и подробно описал каждую разновидность Н. П. Щербак (1975). Привлечение дополнительного материала в основном по гранатам пегматитов, связанных с кировоградско-житомирским комплексом, полностью подтверждает ранее произведенную типизацию этих образований. Аплиты-пегматоидные граниты кировоградско-житомирского комплекса залегают в виде согласных, реже секущих тел небольшой мощности. По данным Н. П. Щербака, они характеризуются тесной генетической связью с гранитами порфириовидных и равномернозернистых фаций и нередко с ними связаны постепенными переходами. Приурочены они обычно к периферическим участкам массивов и редко встречаются в центральных. Гранат в описываемых породах развит как аксессуарный минерал. Представлен мелкими изометричными кристаллами, как правило, разбитыми густой сетью трещин.

Пегматиты и аплиты-пегматоидные граниты бердичевского комплекса развиты ограниченно. Залегают в виде согласных тел линзовидной или неправильной формы. Характерна блоковая и пегматоидная структуры. Состоят в основном из калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Довольно часто встречаются также биотит и гранат. Размер зерен граната изменяется в широких пределах, но обычно они меньше 1 см. Плотность граната 4,114—4,256 г/см³, показате-

ли преломления лежат в пределах 1,787—1,800 (Щербак, 1975). Гранатосодержащие граниты побужского комплекса представляют собой в основном розовые и серые аплитовидные граниты, залегающие обычно в виде шшироподобных секущих тел неправильной формы среди бердичевских гранитов и гранат-биотитовых мигматитов. В минеральном составе описываемых гранитов преобладают калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц и биотит. Содержание граната обычно низкое, лишь в отдельных случаях оно достигает 10%. Представлен гранат мелкими изометричными зернами размером до 4 мм. Цвет граната розовый, темновато-розовый. Показатели преломления — 1,783—1,798.

Химический состав гранатов пегматитов и гранитов кировоградско-житомирского, бердичевского и побужского комплексов (Прил., табл. 8) существенно отличается от всех других типов гранатов, рассмотренных нами ранее. В них заметно снижается содержание спессартинового компонента и возрастает содержание алмандинового. Увеличивается также доля пиропового компонента. В то же время легко устанавливаются существенные различия между гранатами пегматитов и гранитоидов этих трех комплексов. Так, гранаты пегматитов и гранитов кировоградско-житомирского комплекса по сравнению с гранатами бердичевского и побужского комплексов обогащены спессартиновым компонентом и обеднены пироповым. Содержание последнего возрастает от гранатов кировоградско-житомирского комплекса через бердичевский к побужскому. На диаграммах компонентного состава гранаты пегматитов и гранитов этих трех комплексов образовали три обособленных поля, наглядно подчеркивающих имеющиеся между этими гранатами различия. Так же отчетливо различия между гранатами этих трех групп проявляются по величине коэффициентов железистости, магнезиальности и т. п.

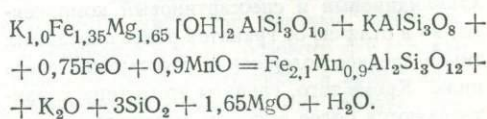
Как видим, выделенные нами группы (типы) гранатов в целом могут быть легко сопоставлены с типами гранатов пегматитов, выделенных Н. В. Соболевым. Гранаты пегматитов кировоградско-житомирского, бердичевского и побужского комплексов соответствуют гранатам керамических пегматитов (I тип, по Н. В. Соболеву).

Гранаты I, II и IV типов отвечают в це-

лом гранатам мусковитовых пегматитов (II тип, по Н. В. Соболеву) и, наконец, гранаты III типа частично могут параллелизоваться (по составу граната, а не по вмещающей породе) с типом гранатов редкометалльных пегматитов (III тип, по Н. В. Соболеву).

Существенно альмандиновые разновидности гранатов (типы V, VI, VII) образовались, по всей вероятности, при кристаллизации силикатного расплава (возможно, палингеного происхождения). Во всяком случае, никаких фактов об эпигенетическом характере гранатов этих типов не получено. Что же касается образования существенно спессартиновых разновидностей гранатов (прежде всего гранатов I типа), то связь их с более низкотемпературными этапами метасоматического преобразования пегматитов не вызывает сомнения. Наблюдения над взаимоотношением минералов в таких пегматитах свидетельствует о том, что марганцовистые гранаты образовались в этапы, следующие за интенсивным выделением щелочных минералов. Именно в эти моменты резко повышалась кислотность растворов, что влекло за

собой активизацию таких слабых оснований, как FeO и MnO, и, наоборот, — нейтрализацию сильных оснований — K₂O, MgO, CaO. Можно предположить, что образование граната, характеризующегося составом (%): альмандин — 70, спессартин — 30 (первый подтип I типа), при перекристаллизации биотитсодержащего микроклинового пегматита (Би₄₅) происходило по следующей схеме:



Что же касается условий образования гранатов из аплит-гранитов (клевситов) осницкого комплекса, то их происхождение, вероятно, следует связывать с подкисленным апоэвтектическим расплавом, при кристаллизации которого могли образовываться гранаты с весьма высоким содержанием марганца. Кислотофильность марганцовистых гранатов хорошо обоснована теоретически и доказана многочисленными примерами геологических наблюдений.

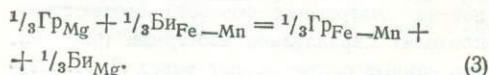
ГРАНАТ — БИОТИТ

Гранат-биотитовая пара широко распространена в метаморфических породах и гранитоидах докембрия Украинского щита. Состав этих минералов является хорошим индикатором условий образования. Эмпирически давно установлено, что с повышением степени метаморфизма магний перераспределяется из биотита в гранат, и с биотитом фиксированной магнезиальности сосуществует все более магнезиальный гранат (Kretz, 1959; Albee, 1965; Sen, Chakraborty, 1968; Hietanen, 1969; Frost, 1962). Установлено также, что коэффициент распределения Mg и Fe между гранатом и биотитом (K_D) уменьшается с ростом степени метаморфизма, и на K_D заметно влияют повышенные концентрации (более 5—6%) известкового и спессартинового компонентов в составе граната (Sen, Chakraborty, 1968). Повышение содержания известкового компонента увеличивает K_D , а повышение содержания спессартинового — уменьшает K_D .

Большое значение имеет исследование зависимости распределения магния между гранатом и биотитом от температуры, принятое Л. Л. Перчуком (1967, 1968, 1970, 1973). Л. Л. Перчук (1970) определял K_D по формуле

$$K_D = \frac{X_{Mg}^{Би} \cdot (1 - X_{Mg}^{Гр})}{X_{Mg}^{Гр} \cdot (1 - X_{Mg}^{Би})}, \quad (2)$$

где $X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$, K_D в этом случае равен константе равновесия гипотетической обменной реакции:



Л. Л. Перчуком было обосновано близкое к идеальному распределение Mg между Гр и Би (без учета Ca в гранате). Реакция (3) имеет ничтожный объемный эффект и практически не зависит от давления, а определяется преимущественно температурой. K_D уменьшается с увеличением последней (Перчук, 1970).

Более полное выражение мольной доли магния и железа в гранате учитывает все элементы в восьмерной координации:

$$X_{Mg}^{Гр} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Ca + Mn};$$

$$X_{Fe}^{Гр} = \frac{Fe}{Mg + Fe + Ca + Mn}, \quad (4)$$

а K_D — по формуле

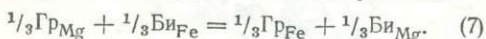
$$K_D = \frac{X_{Fe}^{Гр} \cdot X_{Mg}^{Би}}{X_{Mg}^{Гр} \cdot X_{Fe}^{Би}}. \quad (5)$$

А. Томпсон (Thompson, 1976) использует иное выражение для определения K_D :

$$K_D = \frac{(Mg/Fe)^{Би}}{(Mg/Fe)^{Гр}}; \quad (6)$$

хотя K_D (5) = K_D (6).

K_D по формулам (5) и (6) отвечает константе равновесия другой обменной реакции:



Рассчитанные по формулам (2), (5) и (6) значения K_D получаются одинаковыми при низких концентрациях Ca и Mn в гранате и различаются при значительных концентрациях этих элементов. Л. Л. Перчук использует формулу (2) для уменьшения влияния Ca и Mn на K_D .

Рассмотрим зависимость K_D от состава гранатов и биотитов. Статистический корреляционный анализ этой зависимости во

многих случаях нельзя использовать для установления их взаимного влияния с ростом температуры. Этим анализом устанавливается положительная корреляция K_D с Ti, Fe^{2+} , Mn и Ca в гранате, с Al, Fe^{2+} и H_2O^+ в биотите, но отрицательная с Fe^{3+} , Mg в гранате и с Si, Ti, Mg и K в биотите. Корреляции имеют место зачастую не потому, что те или иные компоненты влияют на K_D при изменении температуры, а от того, что изменение K_D и температуры независимо сопровождается изменением состава гранатов и биотитов, обусловленным фракционированием и другими реакциями, не связанными с реакцией (7).

Для анализа влияния состава минералов на K_D следует использовать лишь строго изофациальные наборы гранат-биотитовых пар. По этим парам проанализирована зависимость K_D от SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , H_2O^+ (п. п. п.), Fe_2O_3 и TiO_2 в биотитах. Закономерная связь K_D с содержанием этих компонентов в биотитах не обнаруживается. Намечается лишь слабая отрицательная зависимость $lg K_D$ от содержания SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и положительная зависимость от содержания воды в биотитах. Значения K_D не зависят также от титанистости биотитов, что особенно отчетливо проявляется в изофациальных гранат-биотитовых парах гранулитовой фации, в

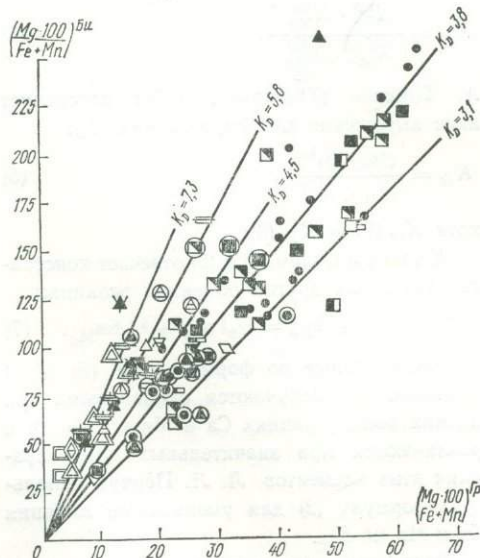


Рис. 31. Соотношение состава пары гранат — биотит в метаморфических породах. Условные обозначения см. на рис. 3

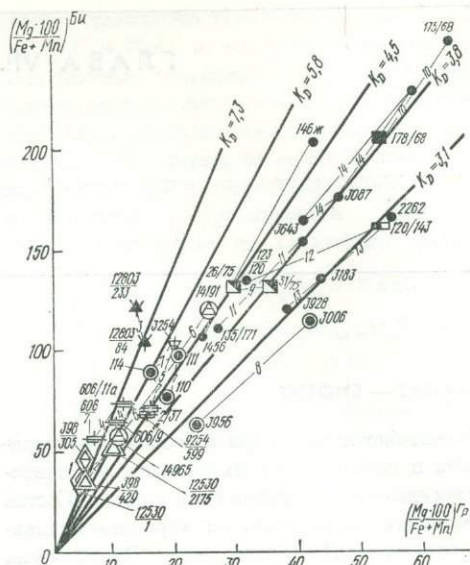


Рис. 32. Соотношение состава пары гранат — биотит в изофизических условиях. Номера образцов и пар см. в табл. 9. Условные обозначения см. на рис. 3

которых биотиты отличаются высоким содержанием TiO_2 . На основании этих данных можно сделать вывод о том, что обогащение титаном высокотемпературных биотитов обусловлено не температурой, а увеличением концентрации TiO_2 за счет фракционирования его в биотите, содержание которого в метapelитах одного химического состава уменьшается с ростом температуры метаморфизма.

Рассмотрим влияние на K_D магниальных и железистых компонентов в биотитах и гранатах. На диаграммах фазового соответствия для гранатов и биотитов вполне отчетливо прослежена тенденция к увеличению магниальности и биотитов, и гранатов с уменьшением K_D , т. е. с ростом температуры (рис. 31). Однако это еще не означает, что между K_D и магниальностью этих минералов при постоянной температуре существует положительная корреляционная связь. И действительно, для изофациальных гранат-биотитовых пар (из одной скважины, обнажения или небольшого участка) линии, соединяющие точки этих пар на диаграммах фазового соответствия, проходят параллельно изотермам (рис. 32). Эти данные подтверждают вывод Л. Л. Пер-

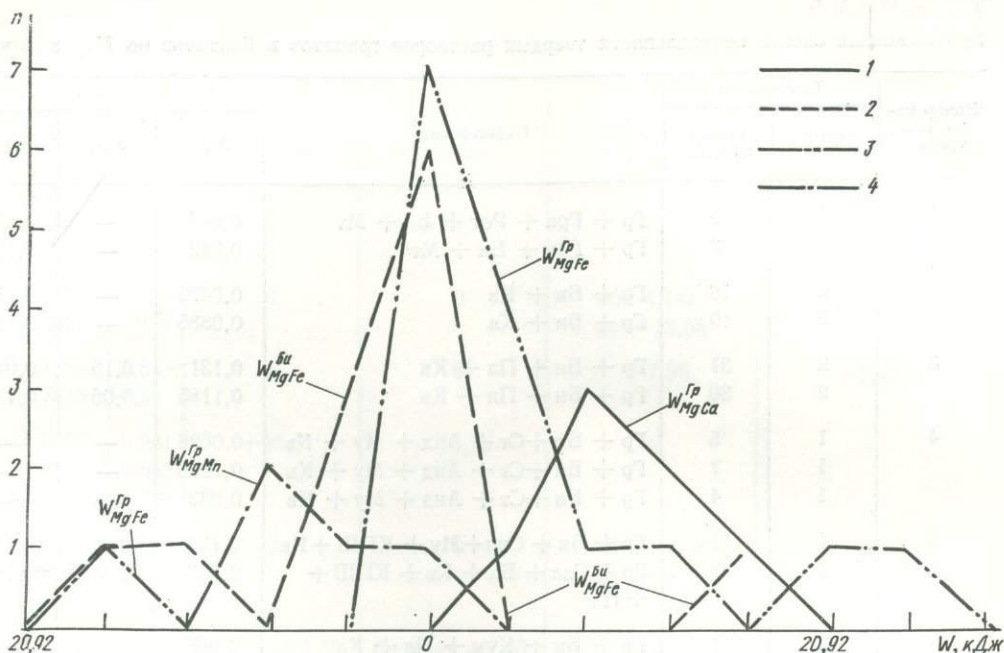


Рис. 33. Кривые распределения параметров взаимодействия компонентов в гранате и биотите (см. табл. 9).

Компоненты: 1 — пироп-гроссуляровый; 2 — магнезиальный и железистый в биотите; 3 — пироп-альмандиновый; 4 — пироп-спессартиновый

чука (1968, 1970) об идеальном или близком к нему распределению Mg и Fe между гранатом и биотитом. Значительные отклонения от этой закономерности наблюдаются у пар, гранаты которых содержат повышенные концентрации (более 10%) известкового либо спессартинового компонентов. Можно исключить эти случаи и проанализировать влияние на K_D концентраций магнезиально-железистых компонентов в биотитах и гранатах по модели регулярного твердого раствора (Kretz, 1961; Перчук, 1970; Саксена, 1975). Для двойного Mg — Fe твердого раствора энергия взаимодействия (W_{MgFe}) определяется по формуле:

$$W_{MgFe} = \frac{RT \ln \gamma_{Mg}}{(1 - X_{Mg})^2} = \frac{RT \ln \gamma_{Fe}}{(1 - X_{Fe})^2}, \quad (8)$$

где γ — коэффициент активности компонента. С учетом неидеальности твердых растворов биотитов и гранатов константа равновесия реакции (6) запишется так:

$$K_a = \frac{a_{Fe}^{Гр} \cdot a_{Mg}^{Би}}{a_{Mg}^{Гр} \cdot a_{Fe}^{Би}} = \frac{X_{Fe}^{Гр} \cdot X_{Mg}^{Би}}{X_{Mg}^{Гр} \cdot X_{Fe}^{Би}} \cdot \frac{\gamma_{Fe}^{Гр} \cdot \gamma_{Mg}^{Би}}{\gamma_{Mg}^{Гр} \cdot \gamma_{Fe}^{Би}}, \quad (9)$$

где $\gamma_{Mg}^{Гр}$ — коэффициент активности Mg-компонента в гранате. Если подставить вместо коэффициентов активности их значения через параметры взаимодействия и мольные доли, например:

$$\ln \gamma_{Mg} = \frac{W_{MgFe} \cdot (X_{Fe})^2}{RT}, \quad (10)$$

то получим выражение:

$$RT \ln K_a = RT \ln K_D + W_{MgFe}^{Гр} [X_{Mg}^{Гр} - X_{Fe}^{Гр}] + W_{MgFe}^{Би} [X_{Fe}^{Би} - X_{Mg}^{Би}]. \quad (11)$$

Подставим в уравнение (11) значения состава гранатов и биотитов каждой из изофациальных пар, а затем, приравняв их друг к другу, получим приближенную оценку величины $W_{MgFe}^{Гр}$ и $W_{MgFe}^{Би}$. Для среднежелезистых биотитов ($X_{Mg}^{Би} \approx X_{Fe}^{Би}$) главное влияние на K_D должна оказывать $\gamma_{Mg}^{Гр}$, так как $\gamma_{Fe}^{Гр}$ близка к единице у высокожелезистых гранатов. В этом случае имеем приближенное уравнение:

$$RT \ln K_a = RT \ln K_D - W_{MgFe}^{Гр} (X_{Fe}^{Гр})^2. \quad (12)$$

Используем для вычисления W_{MgFe} приближенные значения температуры: для зелено-

ТАБЛИЦА 9

Приближенная оценка неидеальности твердых растворов гранатов и биотитов по K_D в некото

Номер пары или тройки	Приложение		Парагенезис	Гранат		
	Номер таблицы	Номер анализа		X_{Mg}	X_{Mn}	X_{Ca}
1	5	9	Гр + Грн + Рог + Би + Мт	0,045	—	0,106
	4	3	Гр + Грн + Би + Мт	0,049	—	0,135
2	2	18	Гр + Би + Кв	0,0476	—	0,113
	2	19	Гр + Би + Кв	0,0885	—	0,040
3	2	31	Гр + Би + Пл + Кв	0,131	0,16	0,04
	2	30	Гр + Би + Пл + Кв	0,1185	0,06	0,145
4	1	5	Гр + Би + Ст + Анд + Му + Кв	0,0626	—	—
	1	7	Гр + Би + Ст + Анд + Му + Кв	0,1060	—	—
	1	4	Гр + Би + Ст + Анд + Му + Кв	0,093	—	—
5	1	11	Гр + Би + Сил + Му + КПШ + Кв	0,139	0,21	0,0
	3	3	Гр + Сал + Би + Кв + КПШ + Пл	0,1635	0,338	0,18
6	2	11	Гр + Би + Кум + Пл + Кв	0,097	—	—
	2	12	Гр + Би + Кум + Пл + Кв	0,202	—	—
7	1	28	Гр + Сил + КПШ + Би + Кв	0,1587	—	—
	1	29	Гр + Сил + КПШ + Би + Кв	0,1715	—	—
8	1	32	Гр + Би + Сил + КПШ + Кв	0,29	—	—
	1	14	Гр + Би + Сил + КПШ + Кв	0,19	—	—
9	1	61	Гр + Би + Кор + КПШ + Кв	0,2273	—	—
	1	62	Гр + Би + Кор + КПШ + Кв	0,262	—	—
10	1	31	Гр + Сил + Би + КПШ + Кв	0,387	—	—
	1	83	Гр + Би + КПШ + Кв	0,345	—	—
11	1	19	Гр + Сил + Кв + Би + КПШ	0,288	—	—
	1	20	Гр + Сил + Кв + Би + КПШ	0,213	—	—
12	1	21	Гр + Сил + Би + КПШ + Кв	0,239	—	—
	2	16	Гр + Би + КПШ + Кв	0,207	—	—
13	1	16	Гр + Сил + Би + КПШ + Кв	0,357	—	—
	1	17	Гр + Сил + Би + КПШ + Кв	0,284	—	—
	1	15	Гр + Сил + Би + КПШ + Кв	0,314	—	—
14	1	44	Гр + Би + Сил + МП + Кв	0,367	—	—
	1	45	Гр + Би + Сил + МП + Кв	0,316	—	—
	1	46	Гр + Би + Сил + МП + Кв	0,289	—	—
15	7	14	Гр + Би + КПШ + Пл + Кв	0,179	—	—
	7	15	Гр + Би + КПШ + Пл + Кв	0,116	—	—
16	1	11	Гр + Би + Сил + Му + КПШ + Кв	0,139	0,21	—
	3	2	Гр + Би + Рог + Пл + Кв	0,123	—	0,16

рых изофациальных парагенезисах

X_{Bi} X_{Mg}	K_D (Гр-Би)	$\lg K_D$	$W_{Mg Fe}^{Гр}$ кДж/моль	$W_{Mg Fe}^{Би}$ кДж/моль	$W_{Mg Ca}^{Гр}$ кДж/моль	$W_{Mg Mn}^{Гр}$ кДж/моль
0,263	7,57	0,879	—	+16,75	—	—
0,324	9,29	0,968	—	—	—	—
0,258	6,96	0,843	0	0	От 4,184	—
0,356	5,69	0,755	0	0	до -12,55	—
0,511	6,93	0,84	0	0	+7,95	-7,95
0,551	9,13	0,96	0	0	—	—
0,363	8,55	0,931	+25,1	-16,75	—	—
0,429	6,34	0,802	—	—	—	—
0,393	6,29	0,798	—	—	—	—
0,422	4,54	0,657	0	0	От +8,37	От +2,09
0,506	5,24	0,72	0	0	до +16,75	до -1,5
0,382	5,75	0,76	От 0 до +7,55	От 0 до -7,55	—	—
0,544	4,71	0,673	—	—	—	—
0,442	4,2	0,623	-38,9	—	—	—
0,4955	4,75	0,676	—	—	—	—
0,534	2,80	0,447	0	0	—	—
0,396	2,80	0,447	—	—	—	—
0,5684	4,48	0,651	+20,9	—	—	—
0,5723	3,766	0,576	—	—	—	—
0,717	4,01	0,603	+4,184	-4,184	—	—
0,679	4,02	0,604	—	—	—	—
0,611	3,88	0,589	+4,184	-4,184	—	—
0,532	4,20	0,623	—	—	—	—
0,574	4,29	0,633	-16,75	—	—	—
0,494	3,75	0,574	—	—	—	—
0,612	2,84	0,453	—	—	—	—
0,553	3,12	0,494	+5,45	—	—	—
0,578	2,99	0,476	—	—	—	—
0,704	3,86	0,587	—	—	—	—
0,639	3,82	0,582	+10,05(+2,93)	-2,93	—	—
0,623	4,08	0,611	—	—	—	—
0,419	3,31	0,52	+13,84	-13,84	—	—
0,376	4,61	0,663	—	—	—	—
0,422	4,57	0,657	—	—	+7,15	-7,15
0,454	5,93	0,773	—	—	—	—

сланцевой фации 450—500° С, для ставролитовой субфации 500—580° С, для силлиманит-мусковитовой субфации 580—630° С, для амфиболитовой фации 620—670° С, для гранулитовой — 650—750° С (Белевцев, 1975). Получаем $W_{MgFe}^{Гр}$ от —4184 до +25 104 Дж/моль, чаще всего около 0; $W_{MgFe}^{Би}$ от —16 736 до +4184 Дж/моль, чаще всего около 0 (табл. 9, рис. 33). $W_{MgFe}^{Гр}$ близок к 0, возможно, поднимается до +4184 Дж/моль, а $W_{MgFe}^{Би}$ близок к 0, возможно, опускается до —4184 Дж/моль. На основании этих данных можно приблизительно принять

$$W_{MgFe}^{Гр} \approx 0; \quad W_{MgFe}^{Би} \approx 0. \quad (13)$$

Чтобы уточнить эти параметры взаимодействия, необходимы дополнительные данные об изофациальных гранат-биотитовых парах, а также экспериментальные исследования. Имеющиеся экспериментальные и расчетные данные о термодинамике магнезиально-железистых твердых растворов гранатов и биотитов единичны. Например, по экспериментам Д. Уонса и Х. А. Югстера (Wones, Engster, 1965) А. А. Маракушева (1968) и Л. Л. Перчук (1976) вычислили параметр взаимодействия аннитового и флогопитового компонентов в биотите. Этот параметр рассчитан по модели регулярного твердого раствора и составляет около —11,7 кДж/моль, по А. А. Маракушеву, и —18,4 кДж/моль, по Л. Л. Перчуку, несколько уменьшаясь с ростом температуры. Д. Гангули и С. Кеннеди (Ganguly, Kennedy, 1974) статистически рассчитали $W_{MgFe}^{Гр} = 12,255 \pm 1,640$ кДж/моль, приняв $W_{MgFe}^{Би} = 0$.

В. Хенсен (Hensen а. о., 1975) экспериментально определил параметр взаимодействия компонентов в магнезиально-кальциевом гранате:

$$W_{MgCa}^{Гр} = \frac{RT \ln \gamma_{Mg}^{Гр}}{(1 - X_{Ca}^{Гр})^2} \quad (14)$$

и

$$W_{MgCa}^{Гр} = 31\,813 - 4,3T \text{ (Дж/моль)}.$$

Д. Гангули и С. Кеннеди (Ganguly, Kennedy, 1974) предположили, что $W_{FeCa}^{Гр} = 0 - 4184$ Дж/моль.

Применяя вышеописанную методику, приблизительно определим влияние повышен-

ных концентраций кальциевого и марганцевого компонентов в гранате на K_D .

Д. Гангули и С. Кеннеди (Ganguly, Kennedy, 1974) приблизительно оценили отклонения от идеальности четырехкомпонентного (Mg — Fe — Ca — Mn) твердого раствора граната, используя модель регулярного раствора. Для нахождения коэффициента активности пиропового компонента в гранате, пренебрегая членами более высоких порядков, которые обычно малы, эти авторы предложили для тройных гранатов следующее соотношение:

$$RT \ln \gamma_{Mg}^{Гр} = W_{MgFe} \cdot (X_{Fe}^{Гр})^2 + W_{MgMn} \times \\ \times (X_{Mn}^{Гр})^2 + (W_{MgFe} - W_{FeMn} + W_{MgMn}) \times \\ \times X_{Fe}^{Гр} \cdot X_{Mn}^{Гр}. \quad (15)$$

Вместо Mn можно подставить Ca. Используя величины K_a (9), K_D (5), Д. Гангули и С. Кеннеди (Ganguly, Kennedy, 1974) дают такое соотношение:

$$RT \ln K_a = RT \ln K_D + W_{MgFe}^{Гр} \cdot (X_{Mg}^{Гр} - \\ - X_{Fe}^{Гр}) + (W_{FeCa}^{Гр} - W_{MgCa}^{Гр}) \cdot X_{Ca}^{Гр} + \\ + (W_{FeMn}^{Гр} - W_{MgMn}^{Гр}) \cdot X_{Mn}^{Гр} + W_{MgFe}^{Би} \times \\ \times (X_{Fe}^{Би} - X_{Mg}^{Би}). \quad (16)$$

При $X_{Mg}^{Би} = 0,5 \pm 0,1$ влиянием неидеальности Mg — Fe-биотитового твердого раствора можно пренебречь. $W_{MgFe}^{Гр}$ близок к 0 (13), $W_{FeCa}^{Гр} \ll W_{MgCa}^{Гр}$ и $W_{FeMn}^{Гр} \ll W_{MgMn}^{Гр} \times \times W_{FeCa}^{Гр} \approx 0 - 4,184$ кДж/моль, а марганцево-железистые гранатовые твердые растворы близки к идеальным (Dahl, 1968; Weisbrod, 1973; Hsu, 1968). Учитывая вышеотмеченное, выражение (16) для приближенных расчетов можно упростить:

$$RT \ln K_a = RT \ln K_D - W_{MgCa}^{Гр} \cdot X_{Ca}^{Гр} - \\ - W_{MgMn}^{Гр} \cdot X_{Mn}^{Гр}. \quad (17)$$

В нашем распоряжении имеется два изофациальных набора гранат-биотитовых пар, в которых гранат обогащен Mn, Ca либо Ca и Mn одновременно (табл. 9). По этим данным устанавливается зависимость $\ln K_D$ от $X_{Ca}^{Гр}$ и $X_{Mn}^{Гр}$; отчетливо видно, что увеличение содержания Ca в гранате приводит к увеличению K_D , а влияние концентрации

Мп противоположно. Расчет по парам из скв. 12803 (Прил., табл. 2, ан. 30, 31) дает примерно одинаковые значения W_{MgCa}^{Gr} и W_{MgMn}^{Gr} , но с разным знаком: $W_{MgCa}^{Gr} = -W_{MgMn}^{Gr} \approx 12,55$ кДж/моль, точнее $(W_{MgCa}^{Gr} - W_{FeCa}^{Gr}) = -(W_{MgMn}^{Gr} - W_{FeMn}^{Gr}) \approx 12,55$ кДж/моль. Расчет по парам Gr — Би из скв. 9254 (Прил., табл. 1, ан. 11) позволил определить: $W_{MnMg}^{Gr} \approx -8,37$ кДж/моль, точнее $(W_{MnMg}^{Gr} - W_{MnFe}^{Gr}) = -8,37$ кДж/моль. Учитывая несколько большую абсолютную величину $|W_{MgCa}^{Gr}|$, чем $|W_{MgMn}^{Gr}|$ по скв. 12 803 (Прил., табл. 2, ан. 30): $0,9 W_{MgCa}^{Gr} + W_{MgMn}^{Gr} = 25\ 313$ Дж/моль при $T = 550^\circ C$, и то, что $X_{MgCa}^{Gr} = 16\ 125$ Дж/моль при этой температуре, по Хенсену и др. (Hensen a. o., 1975), примем следующие соотношения: $W_{MgCa}^{Gr} \approx 12,55$ кДж/моль, точнее $(W_{MgCa}^{Gr} - W_{FeCa}^{Gr}) \approx 12,55$ кДж/моль и $(W_{MgMn}^{Gr} \approx 10,46$ кДж/моль, точнее $(W_{MgMn}^{Gr} - W_{FeMn}^{Gr}) \approx 10,46$ кДж/моль.

Таким образом, магнезиально-железистые гранаты и биотиты из метапелитов близки к идеальным твердым растворам. Распределение Mg и Fe между Gr и Би также близко к идеальному; на него заметное влияние оказывают лишь гроссуляровый и спессартиновый компоненты граната при концентрации большей 6—10%.

На диаграмме $(Mg/Fe)^{Gr} - (Mg/Fe)^{Би}$ можно (рис. 31) выделить поля зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. Зеленосланцевые и эпидот-амфиболитовые гранаты и биотиты наиболее железисты. K_D для пар зеленосланцевой фации колеблется от 5,5 до 9, в среднем составляя около 7. K_D для эпидот-амфиболитовой фации — 4,5—7,0, в среднем — 6,0. Пограничный интервал между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями отвечает $K_D = 6,5-7,3$. Перекрытие довольно значительно, вероятно, за счет погрешности анализов и содержаний Ca и Mn в гранатах.

K_D в амфиболитовой фации — 3,5—5,5, в среднем — около 4,5. Перекрытие с эпидот-амфиболитовой фацией довольно значительное, хотя гранаты и биотиты амфиболитовой фации уже заметно более магнезиальны. Переходный интервал K_D между этими фациями преимущественно составляет 4,5—

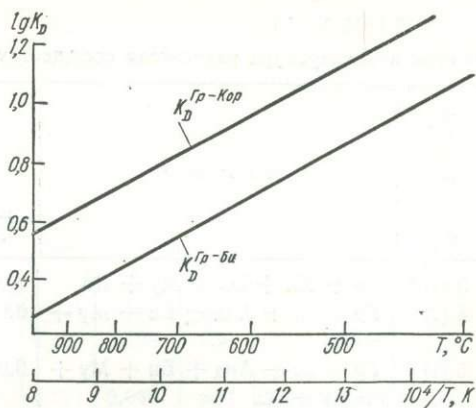


Рис. 34. Зависимость коэффициента распределения от температуры для магнезиально-железистых минералов гранат — биотита и гранат — кордиерита, по А. Томпсону (Thompson, 1976)

5,5. K_D для парагенезиса Сил + КПШ + Му + Кв — 4,3—4,7.

K_D в гранулитовой фации колеблется от 2,5 до 4,5, преимущественно — 3,0—4,0. Большая часть пар гранулитовой фации отвечает $K_D = 3,8-3,9$; имеется второй максимум K_D для гранулитовой фации — около 3,1. Переходный интервал K_D между амфиболитовой и гранулитовой фациями составляет 3,7—4,4, преимущественно — около 4,3.

Гранаты и биотиты гранулитовой фации значительно магнезиальнее соответствующих минералов амфиболитовой фации. Средние отношения $(Mg/(Fe + Mn))^{Gr}$ и $(Mg/(Fe + Mn))^{Би}$ в зеленосланцевой фации составляют 0,09 и 0,63 соответственно, в эпидот-амфиболитовой — 0,14 и 0,80, в амфиболитовой — 0,22 и 1,0, в гранулитовой фации колеблется в больших пределах: $(Mg/(Fe + Mn))^{Gr}$ от 0,26 до 0,64, а $(Mg/(Fe + Mn))^{Би}$ от 0,70 до 2,5.

График зависимости K_D от T на диаграмме $lg K_D - 1/T$ К, по данным А. Томпсона, проходит более полого, чем у Л. Л. Перчука, и представлен прямой линией. Аналогичный график Л. Л. Перчука изменяет свой наклон и становится более крутым при высоких температурах ($1/T$ — абсцисса). Обе эти градуировки исходят из идеальности Mg — Fe-граната и биотита. Они пересекаются при $T = 630-640^\circ C$ (табл. 10, рис. 34).

ТАБЛИЦА 10

Состав и температура равновесия сосуществующих гранатов и биотитов

Номер анализа в Приложении	Парагезис	x _{Mg} ^{Гр}	x _{Mg} ^{Би}	x _{Гл} ^{Би}	T, °C, по Л. Л. Перчуку (1970)	(Mg/(Fe + + Mn) · 100		T, °C, по А. Томп- сону (Thompson, 1976)
						Гр	Би	
3 (1) *	Гр + Хл + Би + Му + Кв	0,0367	0,253	0,049	425	3,65	33,81	450
4 (1)	Гр + Ст + Анд + Би + Му + + Кв	0,093	0,393	0,031	550	10,3	64,65	540
5 (1)	Гр + Ст + Анд + Би + Му + + Кв + Хл	0,0626	0,363	0,047	480	6,68	57,1	470
6 (1)	То же	0,122	0,505	0,020	525	13,85	102,5	495
7 (1)	» »	0,106	0,429	0,045	550	11,84	75,0	530
8 (1)	Гр + Би + Ст + Кв + Пл	0,217	0,625	0,0363	575	27,8	167,0	545
9 (1)	То же	0,153	0,460	0,0426	620	18,1	85,4	610
10 (1)	» »	0,152	0,478	0,036	610	18,0	91,6	590
11 (1)	Гр + Би + Сил + Му + + КПШ + Кв	0,138	0,422	0,0775	620	16,1	72,7	620
12 (1)	Гр + Би + Сил + Му + + КПШ + Кв + Пл	0,134	0,421	0,059	615	15,5	72,35	610
13 (1)	То же	0,162	0,456	0,027	630	18,9	80,1	640
14 (1)	Гр + Би + Сил + КПШ + Кв	0,19	0,396	0,0866	690	23,6	65,0	810
15 (1)	То же	0,314	0,578	0,043	680	44,0	138,3	740
16 (1)	» »	0,357	0,612	0,105	720	54,7	166,0	755
17 (1)	» »	0,284	0,553	0,0685	680	38,15	122,4	730
18 (1)	» »	0,306	0,575	0,0615	685	43,2	135,7	740
19 (1)	Гр + Би + Сил + КПШ + Кв	0,288	0,611	0,1115	680	40,46	156,8	665
20 (1)	То же	0,213	0,532	0,073	635	27,0	113,4	640
21 (1)	» »	0,239	0,574	0,094	630	31,4	134,56	630
22 (1)	» »	0,216	0,544	0,051	630	27,54	118,8	635
23 (1)	Гр + Би + Сил + КПШ + Кв	0,168	0,443	0,0388	640	20,19	79,113	660
25 (1)	То же	0,196	0,523	—	625	24,4	109,5	620
26 (1)	» »	0,181	0,467	—	640	22,1	87,8	660
27 (1)	» »	0,298	0,697	—	610	42,64	21,5	595
28 (1)	» »	0,158	0,442	0,028	630	18,86	79,18	640
29 (1)	» »	0,172	0,496	0,0555	620	20,69	98,23	620
30 (1)	» »	0,142	0,475	0,056	600	16,57	90,45	570
31 (1)	» »	0,386	0,717	0,0995	670	63,0	254	660
32 (1)	Гр + Би + Сил + КПШ + + Пл + Кв	0,300	0,597	0,03	700	43,02	116	800
33 (1)	То же	0,135	0,420	0,063	620	15,30	72,14	610
34 (1)	Гр + Би + Сил + КПШ + Кв	0,131	0,342	0,056	660	15,07	52,77	705
38 (1)	То же	0,262	0,542	0,087	670	35,51	118,56	720
41 (1)	» »	0,274	0,535	0,0787	680	37,8	115,04	750
44 (1)	» »	0,367	0,704	0,058	665	57,91	229,18	660
45 (1)	» »	0,316	0,639	0,085	655	46,27	177,07	670
46 (1)	» »	0,288	0,623	0,109	645	40,57	165,25	650
48 (1)	Гр + Би + Сил + КПШ + Кв	0,385	0,714	0,086	670	62,69	265,26	665

* Здесь и далее в скобках указан номер таблицы в Приложении.

Продолжение табл. 10

Номер анализа в Приложении	Парагезис	x _{Mg} ^{Гр}	x _{Mg} ^{Би}	x _{Гл} ^{Би}	T, °C, по Л. Л. Перчуку (1970)	(Mg/(Fe + + Mn) · 100		T, °C, по А. Томп- сону (Thompson, 1976)
						Гр	Би	
53 (1)	Гр + Би + Сил + КПШ + + Кор + Кв	0,252	0,458	0,055	730	34,11	89,6	815
55 (1)	То же	0,184	0,441	0,112	660	22,82	78,0	710
56 (1)	Гр + Кор + Би + Сил + + КПШ + Пл + Кв	0,209	0,49	0,108	650	26,5	97,2	685
57 (1)	Гр + Кор + Би + Сил + + Кв + (КПШ) + (Ст)	0,212	0,511	0,048	640	26,7	105,7	660
59 (1)	Гр + Кор + Би + Сил + + Пл + КПШ + Кв	0,185	0,468	0,067	645	22,8	88,0	680
60 (1)	То же	0,338	0,620	0,110	685	53,0	163,5	750
61 (1)	Гр + Кор + Би + КПШ + + Пл + Кв	0,227	0,568	0,077	625	29,37	131,48	620
62 (1)	Гр + Кор + Би + КПШ + + Пл + Кв	0,262	0,572	0,088	655	35,50	133,64	680
63 (1)	То же	0,206	0,538	0,072	625	25,94	116,45	620
65 (1)	Гр + Кор + Би + КПШ + Кв	0,190	0,406	0,093	680	23,56	68,4	770
66 (1)	Гр + Кор + Би + КПШ + Кв	0,186	0,381	0,093	685	22,9	61,8	800
67 (1)	То же	0,200	0,488	0,108	645	25,0	95,6	670
68 (1)	Гр + Кор + Би + КПШ + + Кв + Гип	0,368	0,684	0,09	675	58,4	216,5	680
69 (1)	То же	0,315	0,615	0,087	670	46,2	160,0	710
70 (1)	» »	0,265	0,569	0,089	660	36,0	132,5	685
71 (1)	» »	0,367	0,675	0,063	680	57,9	208,0	695
72 (1)	Гр + Кор + Би + КПШ + Кв	0,281	0,529	0,103	690	37,6	112,5	760
74 (1)	Гр + Кор + Би + Гип + + КПШ + Пл + Кв	0,384	0,678	0,086	690	55,51	211	675
75 (1)	Гр + Кор + КПШ + Би + Кв	0,244	0,583	0,093	635	33,8	139,9	650
76 (1)	Гр + Кор + КПШ + Би + Кв	0,342	0,627	0,072	690	32,2	169,5	725
77 (1)	Гр + Кор + Би + КПШ + + Кв + Пл	0,328	0,662	—	655	48,63	195,85	655
78 (1)	То же	0,141	0,478	0,058	600	16,5	91,8	560
79 (1)	» »	0,208	0,535	0,058	625	26,3	151,1	555
80 (1)	» »	0,186	0,529	0,058	620	22,9	112,0	595
82 (1)	Гр + Би + КПШ + Пл + Кв	0,209	0,521	0,059	635	26,55	109,0	640
83 (1)	То же	0,345	0,679	0,105	660	32,8	207,5	665
85 (1)	» »	0,208	0,53	0,018	630	24,6	96,5	665
86 (1)	» »	0,258	0,543	0,106	665	34,6	118,5	710
87 (1)	» »	0,379	0,688	0,105	680	61,3	221	695
88 (1)	» »	0,271	0,593	—	650	37,2	145,9	665
89 (1)	» »	0,303	0,601	—	635	43,5	150	710
90 (1)	Гр + Би + Пл + КПШ + Кв	0,258	0,602	—	630	32,0	151,5	610
91 (1)	Гр + Би + Пл + КПШ + Кв	0,059	0,355	—	470	6,34	55,8	460
92 (1)	Гр + Би + Пл + КПШ + Кв	0,08	0,269	—	640	9,32	36,8	445
93 (1)	Гр + Би + Пл + КПШ + Кв	0,233	0,560	0,08	635	30,3	127,27	640

Продолжение табл. 10

Номер анализа в Приложении	Парагенезис	Гр x _{Mg}	Би x _{Mg}	Би x _П	T, °C, по Л. Д. Перчуку (1970)	(Mg/(Fe + + Mn) · 100		T, °C, по А. Томп- сону (Thompson, 1976)
						Гр	Би	
94 (1)	Гр + Би + Гип + Пл + + КПШ + Кв	0,229	0,554	0,0975	635	29,70	124,22	645
98 (1)	Би + Гр + Гип + КПШ + + Пл + Кв	0,330	0,550	0,127	725	49,5	122,0	840
99 (1)	Гр + Гип + Би	0,339	0,662	0,116	670	51,2	196,0	670
102 (2)	Гр + Би + Шп + Сил + + Кор + Пл + (Кв)	0,29	0,503	0,089	670	30,2	104,0	710
1 (2)	Гр + Би + Хл + Кв	0,106	0,493	0,026	500	12,03	97,1	475
2 (2)	Гр + Би + Хл + Кв	0,128	0,469	0,043	565	14,58	88,47	545
10 (2)	Гр + Би + Кум + Кв	0,171	0,562	0,034	565	20,55	128,3	535
11 (2)	Кв + Пл + Гр + Кум + Би + + Ка	0,097	0,382	0,064	595	10,49	58,48	550
12 (2)	Кв + Пл + Би + Кум + Гр + + (Мт)	0,202	0,544	0,058	620	25,59	120,32	610
16 (2)	Гр + Би	0,206	0,493	0,064	645	26,01	97,52	680
17 (2)	Гр + Би + Кв ± Рог	0,085	0,386	0,026	550	9,28	62,84	485
18 (2)	Гр + Би + Кв + Грф	0,047	0,258	0,036	520	5,04	34,69	515
19 (2)	Гр + Би + Кв + Грф	0,088	0,356	0,0174	580	9,66	52,73	570
22 (2)	Гр + Би + Пл + Кв	0,201	0,486	0,062	645	24,65	93,34	680
23 (2)	Гр + Би + Пл + Кв + Грф	0,309	0,725	0,073	595	47,74	260,27	570
24 (2)	То же	0,198	0,495	0,069	635	24,90	100,41	660
25 (2)	Гр + Би + Пл + Кв + (Мт)	0,172	0,414	0,0395	660	20,63	84,94	650
26 (2)	То же	0,211	0,394	0,096	710	26,89	64,94	850
27 (2)	» »	0,153	0,485	0,049	605	17,93	94,16	580
28 (2)	» »	0,077	0,340	0,034	560	7,64	51,61	515
29 (2)	» »	0,135	0,465	0,021	580	15,87	87,0	565
30 (2)	» »	0,1185	0,551	0,03	475	13,35	122,7	450
31 (2)	» »	0,131	0,511	0,025	540	15,12	105,16	510
33 (2)	Гр + Би	0,133	0,325	0,021	675	15,51	48,20	750
34 (2)	То же	0,191	0,31	0,046	755	23,48	44,92	900
35 (2)	Гр + Би	0,248	0,497	0,025	680	31,31	98,92	740
36 (2)	Гр + Би + Кв + Пл	0,1102	0,417	0,036	590	12,38	71,69	555
38 (2)	Би + Гр + Акт + Кв	0,129	0,470	0,032	560	14,97	88,15	550
39 (2)	Гр + Би + Сил	0,122	0,454	0,041	575	13,96	70,86	590
45 (2)	Гр + Би + Гип + Пл	0,277	0,571	0,1056	670	29,37	131,48	625
3 (3)	Кв + Пл + КПШ + Гр + + Пи + Би + Грф + Сер	0,163	0,506	—	605	19,47	102,43	580
2 (3)	Гр + Би + Рог + Пл + Кв	0,123	0,454	—	580	14,03	83,15	550
1 (4)	Гр + Грн + Би + Мт + Кв	0,053	0,149	—	670	5,1	17,5	665
3 (4)	Гр + Грн + Би + Мт	0,049	0,323	—	465	5,26	47,71	455
4 (4)	Гр + Би + Грн + Мт	0,075	0,249	—	630	8,11	33,16	650
5 (4)	Гр + Би + Грн	0,129	0,212	—	760	14,81	26,90	900
2 (5)	Мт + Гр + Рог + Би + Грн	0,102	0,301	—	645	11,36	43,1	670
6 (5)	Гр + Би + Мт + Грн + Рог	0,056	0,305	—	480	5,93	43,88	495

Продолжение табл. 10

Номер анализа в Приложении	Парагенезис	Гр x _{Mg}	Би x _{Mg}	Би x _П	T, °C, по Л. Д. Перчуку (1970)	(Mg/(Fe + + Mn) · 100		T, °C, по А. Томп- сону (Thompson, 1976)
						Гр	Би	
9 (5)	Гр + Би + Рог + Мт + Грн	0,045	0,203	—	475	4,71	35,68	490
1 (7)	Гр + Би + Пл + КПШ + Кв	0,297	0,595	—	670	41,8	147,0	705
2 (7)	То же	0,254	0,592	—	630	35,1	144,0	640
3 (7)	» »	0,254	0,570	—	650	33,5	132,7	660
47 (7)	Гр + Би + Кор + Пл + + КПШ + Кв	0,237	0,517	—	660	30,2	106,8	705
6 (7)	Гр + Би + Пл + КПШ + Кв	0,294	0,534	—	700	41,3	114,6	790
34 (7)	Гр + Би + Кор + Пл + + КПШ + Кв	0,325	0,657	—	660	47,4	192,3	655
35 (7)	Гр + Би + Кор + Пл + + КПШ + Кв	0,186	0,494	—	635	22,9	97,8	640
36 (7)	Гр + Би + Кор + Пл + КПШ + Кв	0,213	0,527	—	640	26,6	111,0	640
37 (7)	То же	0,195	0,469	—	650	23,7	88,2	680
38 (7)	» »	0,195	0,477	—	650	23,7	90,8	670
40 (7)	» »	0,214	0,557	—	620	26,9	131,5	600
43 (7)	» »	0,142	0,47	—	605	16,7	88,7	570
44 (7)	» »	0,150	0,461	—	615	16,7	84,9	590
45 (7)	» »	0,202	0,512	—	635	24,6	105,0	640
48 (7)	» »	0,134	0,443	—	610	15,0	79,1	580
7 (7)	Гр + Би + Пл + КПШ + Кв	0,189	0,37	—	700	23,2	58,9	830
8 (7)	То же	0,157	0,386	—	660	18,1	62,3	715
54 (7)	Гр + Би + Гип + Пл + + КПШ + Кв	0,239	0,596	—	620	31,4	148,0	765
55 (7)	Гр + Би + Гип + Пл + + КПШ + Кв	0,109	0,339	—	630	12,3	51,3	645
60 (7)	Гр + Би + Гип + Пл + + КПШ + Кв	0,125	0,394	—	625	14,3	65,2	620
46 (7)	Гр + Би + Пл + КПШ + Кв	0,112	0,415	—	600	12,6	71,2	560
21 (7)	То же	0,148	0,485	—	600	17,3	94,4	570
14 (7)	» »	0,178	0,418	—	650	21,7	71,8	720
15 (7)	» »	0,116	0,376	—	625	13,1	60,4	610
64 (7)	Гр + Би + Гип + Фа + Пл + + КПШ + Кв	0,063	0,264	—	605	6,6	35,8	570
16 (7)	Гр + Би + Пл + КПШ + Кв	0,096	0,402	—	715	10,7	67,2	540
18 (7)	То же	0,114	0,209	—	550	12,8	26,4	900
22 (7)	То же	0,151	0,393	—	650	17,8	64,9	690
23 (7)	» »	0,118	0,385	—	620	13,3	62,5	640
25 (7)	» »	0,143	0,260	—	720	16,6	35,2	900
61 (7)	Гр + Би + Гип + Пл + + КПШ + Кв	0,222	0,387	—	725	28,2	63,2	900
28 (7)	Гр + Би + Пл + КПШ + Кв	0,134	0,426	—	620	15,5	74,4	600
53 (7)	Гр + Би + Кор + Пл + + КПШ + Кв	0,224	0,439	—	695	28,9	78,2	805
29 (7)	Гр + Би + Пл + КПШ + Кв	0,206	0,465	—	665	25,9	86,8	720

Номер анализа в Приложении	Парагенезис	X_{Gr}^{Mg}	X_{Bi}^{Mg}	X_{Bi}^{Fe}	$T, ^\circ C$, по Л. Л. Перчуку (1970)	(Mg/(Fe + + Mn) · 100		$T, ^\circ C$, по А. Томп- сону (Thompson, 1976)
						Гр	Би	
30 (7)	Гр + Би + Пл + КПШ + Кв	0,181	0,461	—	640	22,1	85,6	670
62 (7)	Гр + Би + Гип + Пл + + КПШ + Кв	0,119	0,374	—	625	13,5	59,6	630
52 (7)	Гр + Би + Кор + Пл + + КПШ + Кв	0,027	0,31	—	615	9,0	45,1	590
65 (7)	Гр + Би + Му + Пл + + КПШ + Кв	0,048	0,181	—	625	5,1	22,1	635
63 (7)	Гр + Би + Гип + Пл + Кв	0,192	0,465	—	655	23,7	86,9	680

По шкале Л. Л. Перчука определена температура гранат-биотитового равновесия в разных фациях докембрия УЩ: зеленосланцевая фация — 450—570° С, преимущественно 470—510; ставролитовая субфация эпидот-амфиболитовой фации — 470—600, преимущественно 530—590; силлиманит-мусковитовая субфация эпидот-амфиболитовой фации — 590—630; амфиболитовая фация — 550—670, преимущественно 610—660; гранулитовая — 630—720, преимущественно 640—700° С (рис. 35).

Термометр А. Томпсона по сравнению с термометром Л. Л. Перчука дает более низкие температуры в низкотемпературной области (на 30—50° С) и более высокие температуры в высокотемпературной области (на 50—70° С). По А. Томпсону определены также температуры фаций и субфаций: зеленосланцевая фация — 450—550° С, преимущественно 450—510; ставролитовая субфация — 490—610, преимущественно 510—570; силлиманит-мусковитовая субфация — 550—630, преимущественно 580—620; амфиболитовая фа-

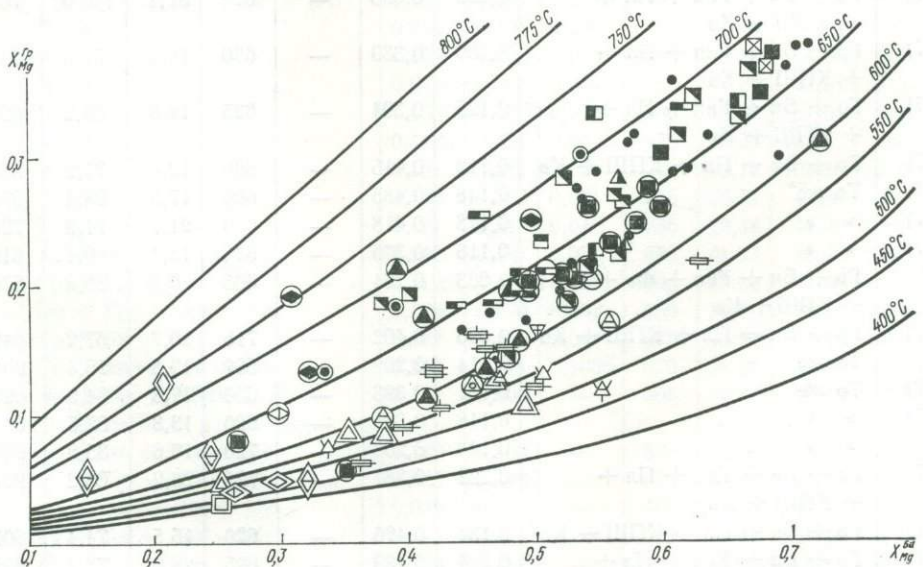


Рис. 35. Соотношение состава гранатов и биотитов в метаморфических породах Украинского щита на диаграмме фазового соответствия, по Л. Л. Перчуку (1970), условные обозначения см. на рис. 3

ция — 610—680, преимущественно 630—670; гранулитовая фация — 630—760, преимущественно 640—750° С. Намечается для гранулитовой фации две температурные субфации (два максимума на гистограмме — рис. 36), одна из которых отвечает температуре 650—690, а другая — 720—750° С.

Распределение Mg между Gr и Би в гранитоидах имеет определенную специфику. Состав этих минералов смещен в железистую область, а по величине K_D они отвечают средним и высоким температурам. $X_{Mg}^{Би}$ колеблется от 0,2 до 0,65, чаще всего от 0,4 до 0,5, а X_{Mg}^{Gr} — от 0,05 до 0,35, обычно составляя 0,1—0,25. K_D изменяется от 6,0 до 2,5, преимущественно от 5,0 до 4,0. Температуры, по термометру Л. Л. Перчука, колеблются от 550 до 730° С, чаще всего от 600 до 670° С (рис. 24).

Величина K_D и эти температуры мало зависят от парагенезиса, т. е. от добавления к обычному парагенезису гранитоидов Gr + Би + Пл + КПШ + Кв гиперстена или кордиерита. Метатект мигматизированных гнейсов показывает такую же или несколько более низкую температуру, чем гнейсовый субстрат: гнейс (Прил., табл. 1, ан. 86) — $T = 665° С$, пегматитовый метатект (Прил., табл. 7, ан. 29) — $T = 660° С$; гранат-пегматоидный жильный метатект в биотитовых и биотит-гиперстеновых гнейсах гранулитовой фации (Прил., табл. 1, ан. и табл. 7, ан. 19) дает температуру 640—645° С. Вероятен при гранитизации гнейсов регрессивный процесс с уменьшением температуры и (или) увеличением давления — P_{H_2O} (Перчук, 1973).

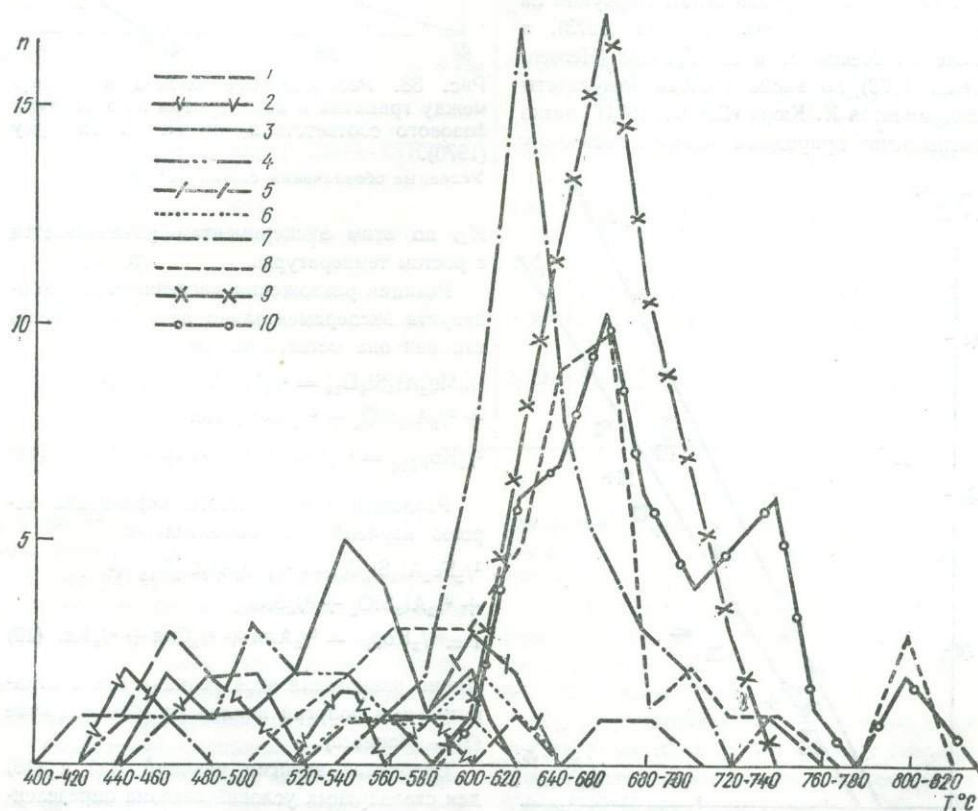


Рис. 36. Кривые распределения температуры в метаморфических породах УЩ по гранат-биотитовому геотермометру Л. Л. Перчука (1970) и А. Томпсона (Thompson, 1976).

Фацции по Л. Л. Перчуку: 1 — 1.3; 3 — 2.1; 5 — 2.2; 7 — 3.1; 9 — 4.1; фацции по А. Томпсону: 2 — 1.3; 4 — 2.1; 6 — 2.2; 8 — 3.1; 10 — 4.1

Парагенезис граната с кордиеритом характерен для высокоглиноземистых гнейсов амфиболитовой и гранулитовой фаций докембрия УЩ. Равновесие этих минералов хорошо изучено теоретически и экспериментально и имеет большое значение для геотермометрии (Маракушев, 1965, 1973; Перчук, 1970, 1973; Фации метаморфизма, 1970; Thompson, 1976; Кориковский, 1969, 1970; Федькин, 1970). Проведены экспериментальные исследования как крайних железистых, магниезных, марганцевых систем, так и сложных Mg — Fe и Fe — Mn (Hsu, Burnham, 1969; Hensen, Green, 1971, 1972, 1973; Currie, 1971, 1974; Weisbrod, 1973; Dahl, 1968).

В природных парагенезисах K_D уменьшается с увеличением температуры. Этот эффект был прокалиброван Л. Л. Перчуком на основании эмпирических данных (1973), а также Б. Хенсеном и Д. Грином (Hensen, Green, 1973) по экспериментам. Результаты экспериментов К. Кюри (Currie, 1971) резко противоречат природным данным, поскольку

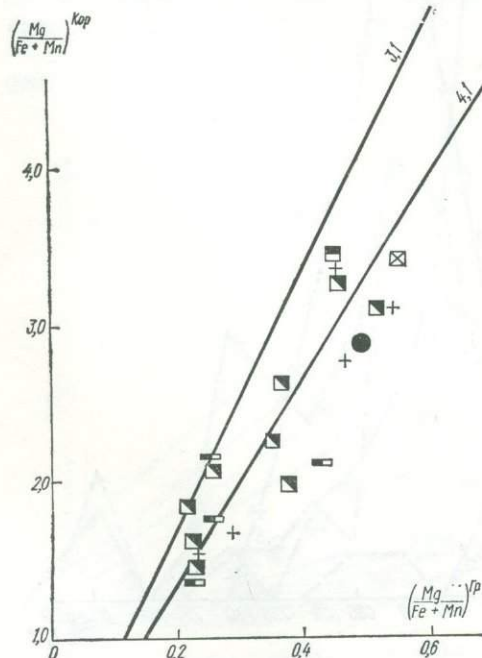


Рис. 37. Соотношение состава граната и кордиерита в породах Украинского щита. Условные обозначения см. на рис. 3

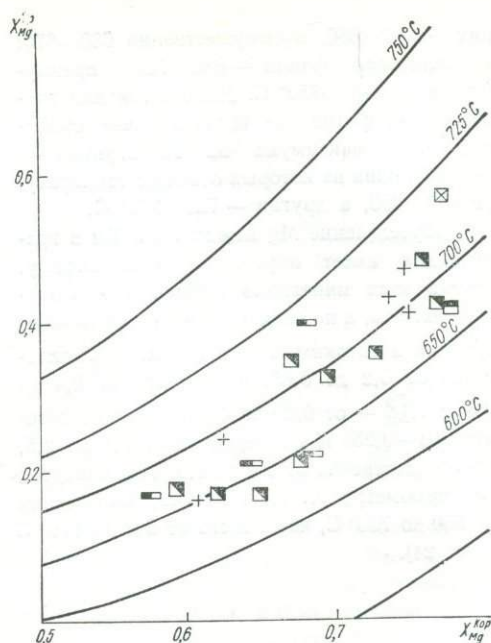
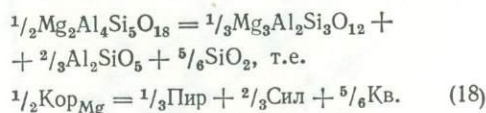


Рис. 38. Распределение железа и магния между гранатом и кордиеритом на диаграмме фазового соответствия, по Л. Л. Перчуку (1970).

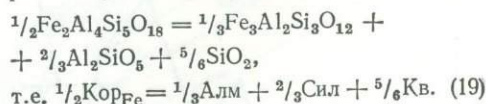
Условные обозначения см. на рис. 3

K_D по этим экспериментам увеличивается с ростом температуры.

Реакция разложения магниезного кордиерита экспериментально не осуществлена, так как она метастабильна:



Разложение железистого кордиерита хорошо изучено экспериментально:



Линия равновесия этой реакции имеет отрицательный пологий наклон на PT -диаграмме (T — абсцисса).

Свободная энергия реакций (18) и (19) для стандартных условий связана определенной зависимостью; поскольку ΔZ_T^0 (19) уменьшается с увеличением T , то и ΔZ_T^0 (18) также уменьшается с ростом T , т. е. наклон линии

ТАБЛИЦА 11

Состав и температура равновесия сосуществующих гранатов и кордиеритов

Номер анали- за в Прило- жении	Парагенезис	$X_{\text{Гр}}^{\text{Mg}}$	$X_{\text{Кор}}^{\text{Mg}}$	$T, ^\circ\text{C}$, по Л. Л. Перчу- ку (1970)	$\left(\frac{\text{Mg} \cdot 100}{\text{Fe} + \text{Mn}}\right)_{\text{Гр}}$	$\left(\frac{\text{Mg} \cdot 100}{\text{Fe} + \text{Mn}}\right)_{\text{Кор}}$	$T, ^\circ\text{C}$, по А. Томпсону (Thompson, 1976)
55 (1)	Гр + Кор + Сил + Би + КПШ + + Пл + Кв	0,184	0,576	675	22,5	135	740
56 (1)	Гр + Кор + Би + Сил + КПШ + + Пл + Кв	0,209	0,641	655	26,5	178	700
57 (1)	Гр + Кор + Би + Сил + Кв + + (КПШ) + (Ст)	0,212	0,685	640	26,7	218,7	640
64 (1)	Гр + Кор + Би + КПШ + Кв	0,345	0,760	705	52,57	313	750
65 (1)	То же	0,190	0,594	670	23,56	146,3	730
66 (1)	» »	0,186	0,646	630	22,91	183,7	650
69 (1)	» »	0,315	0,766	675	46,2	329	685
70 (1)	» »	0,265	0,694	680	36,0	227	725
72 (1)	» »	0,280	0,725	670	37,6	264	690
74 (1)	Гр + Кор + Би + Гип + КПШ + + Пл + Кв	0,384	0,769	715	55,51	342	740
79 (1)	Гр + Кор + Би + КПШ + Кв + Пл	0,208	0,676	640	26,3	208	650
80 (1)	То же	0,186	0,620	640	22,9	163,3	680
81 (1)	» »	0,277	0,666	700	38,3	200	806
101 (1)	Гр + Би + Кор + Шп + КПШ + + Пл	0,311	0,776	670	45,2	346	660
52 (1)	Гр + Би + Кор	0,325	0,737	710	47,4	284	745
35 (7)	Гр + Би + Кор + Пл + КПШ + + Кв	0,186	0,614	650	22,9	159	690
34 (7)	Гр + Би + Кор + Пл + Кв	0,345	0,758	710	52,6	313	745
53 (7)	Гр + Би + Кор + Пл + КПШ + + Кв	0,224	0,628	690	28,9	168	755
54 (1)	Гр + Би + Сил + Кор + Кв + + Пл + КПШ	0,301	0,681	720	43,1	213,5	800

равновесия реакции (18) в PT -поле должен быть отрицательным.

Кордиерит-гранатовые парагенезисы характерны для высокоглиноземистых гнейсов гранулитовой фации, а также для высоко-температурной части амфиболитовой фации. В породах эпидот-амфиболитовой фации этот парагенезис чрезвычайно редок.

Коэффициент распределения колеблется от 8,5 до 5,2. Для пород амфиболитовой фации он равен 8,2, а для гранулитовой — в среднем составляет 6,6 (рис. 37).

Температура гранат-кордиеритового равновесия, по Л. Л. Перчуку, для амфиболито-

вой фации составляет 640°C , а для гранулитовой $650\text{—}715$, преимущественно около 700°C (рис. 38).

По А. Томпсону (Thompson, 1976), температура для пород амфиболитовой фации составляет $640\text{—}680^\circ\text{C}$, а для гранулитовой — $660\text{—}750$, чаще всего $700\text{—}740^\circ\text{C}$.

K_D в гранитоидах лежит довольно в узких пределах (6—6,7), что отвечает температуре гранат-кордиеритового равновесия от 650 до 710°C (по Л. Л. Перчуку). Это соответствует средним значениям температур для гранат-кордиеритового равновесия в метаморфических породах (табл. 11; рис. 38).

Парагенетическая ассоциация граната с гиперстеном наблюдается преимущественно в породах гранулитовой и несколько реже амфиболитовой фаций. Она характерна для железистых пород, а также встречается в гнейсах гранулитовой фации и дупироксеновых метабазитах. В последних гранат большей частью развивается вторично, замещая пироксены и плагиоклаз (Щербаков, 1975). Наиболее железистые минералы характерны для железистых пород, а наиболее магниальные содержатся в метапелитовых гнейсах.

K_D^{Mg} между Гр и Гип изменяется в довольно широких пределах — от 2 до 6,5. K_D пород амфиболитовой фации равен 4—5, а гранулитовой — 2,3—3 (рис. 39, 40). K_D в чарнокитах имеет средние значения 3—4.

Л. Л. Перчук (1969, 1970) считает, что K_D сильно зависит от температуры и давления. Если использовать для определения температуры гранат-биотитовый термометр Л. Л. Перчука или приблизительно оценить T в амфиболитовой фации в $\approx 650^\circ\text{C}$, а в гранулитовой $\approx 700^\circ\text{C}$, то $P_{\text{общ}}$ по гранат-гиперстеновому геобарометру составит от $3 \cdot 10^8$ до $11 \cdot 10^8$ Па (табл. 12), преимущественно $(6-8) \cdot 10^8$ Па. Низкие давления $(3-5) \cdot 10^8$ Па определяются для метабазитов Среднего

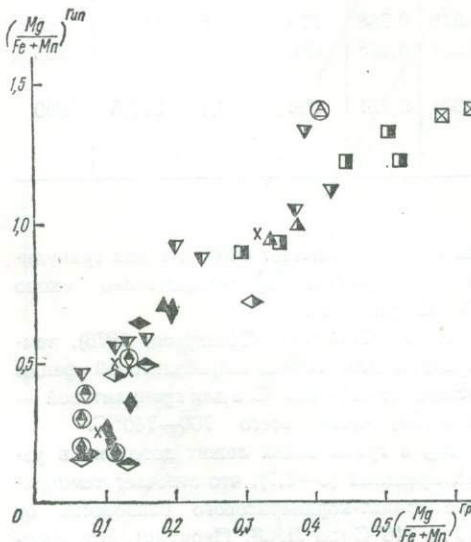


Рис. 39. Соотношение состава граната и гиперстена в породах УЩ. Условные обозначения см. на рис. 3

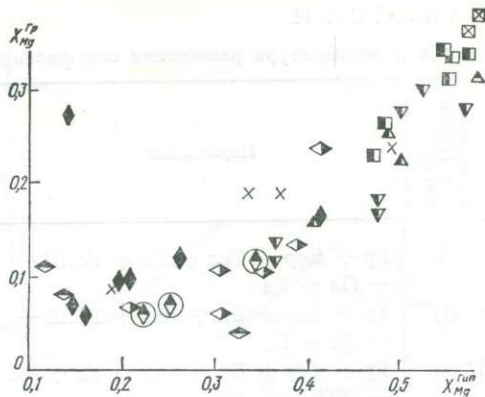


Рис. 40. Распределение магния и железа между гранатом и гиперстеном в метаморфических породах и гранитоидах. Условные обозначения см. на рис. 3

Побужья и для некоторых гранитоидов (чарнокитов). Высокое давление определено в образцах разных фаций, т. е. T и P не связаны прямо пропорциональной зависимостью.

ГРАНАТ — КЛИНОПИРОКСЕН

Эти минералы сосуществуют в высокотемпературных метабазитах, а также в средне- и высокотемпературных железистых породах богатых СаО. Отмечены гранат-клинопироксеновые пары, кроме того, на Домотканском участке Верховцевского района, Западном участке Белозерского района и Кирпотинском участке Конкского района, условия метаморфизма которых отвечают низам эпидот-амфиболитовой фации (ставролитовая субфация). Гранат в высокотемпературных метабазитах Украинского щита, как уже неоднократно отмечалось, часто имеет наложенный регрессивный характер, образуясь за счет пироксенов и плагиоклаза.

Наиболее железистые клинопироксены и гранаты наблюдаются в зулизитах, менее железистые — в таконитах. Самые низкожелезистые клинопироксены и гранаты содержатся в метабазитах (табл. 13). В последних железистость граната часто не сопряжена с железистостью клинопироксена. K_D колеблется от 2 до 8, чаще всего составляя около 4—5. Отчетливой зависимости K_D от температуры, определенной по другим геотермометрам и фациальному анализу, не обнаруживается. Л. Л. Перчук (1970) пришел

ТАБЛИЦА 12

Состав и *PT*-условия равновесия сосуществующих гранатов и гиперстенов

Номер анализа в Приложении, номер образца	Парагенезис	x _{Гр} ^{Гр} x _{Mg}	x _{Гип} ^{Гип} x _{Mg}	T, °C, по Л. Л. Перчуку (1970)	Mg/(Mn + Fe)		K _D · 100	P, п. 10 ⁸ Па, по Л. Л. Перчуку (1970)
					Гр	Гип		
68 (1)	Гр + Кор + Би + КПШ + + Кв + Гип	0,368	0,577	675	0,584	1,377	42,3	10,0
95 (1)	Гип + Би + Гр + КПШ + + Пл + Кв	0,311	0,546	700	0,453	1,215	37,2	7,5
96 (1)	То же	0,261	0,482	700	0,355	0,932	38,1	7,6
97 (1)	» »	0,343	0,549	700	0,524	1,224	42,8	9,0
99 (1)	Гр + Гип + Би + КПШ + + Пл + Кв	0,339	0,569	—	0,512	1,32	38,9	9,4
40 (2)	Гр + Гип	0,160	0,410	650	0,192	0,695	27,6	7,0
42 (2)	Гр + Гип + Пл	0,256	0,486	700	0,344	0,945	36,4	8,0
45 (2)	Гр + Гип + Би + Пл	0,227	0,501	—	0,382	1,00	36,6	9,2
46 (2)	Гр + Гип + Жед + Мт	0,314	0,584	650	0,415	1,40	29,5	7,6
8 (3)	Гр + Гип + Пи + Пл + + Би + Кв	0,169	0,477	700	0,203	0,911	22,4	3,5
10 (3)	Гр + Гип + Пи + Рог + + Би + Пл + Руд	0,137	0,366	700	0,160	0,578	27,7	5
12 (3)	Гр + Гип + Пи + Рог + + Пл, Руд	0,275	0,502	700	0,379	1,034	36,6	8
13 (3)	Гр + Гип + Пи + Рог + + Би + Пл, Руд	0,300	0,525	700	0,429	1,108	38,8	8,2
14 (3)	Гр + Гип + Пи + Рог + + Би + Пл, Руд	0,280	0,570	700	0,389	1,328	29,3	6
15 (3)	Гр + Рог + Пи + Гип + + Пл	0,180	0,475	700	0,221	0,887	24,9	4,3
6 (3)	Гр + Гип + Пи + Рог + + Пл	0,118	0,365	700	0,134	0,572	23,5	4,0
13 (4)	Гр + Гип + Кум + Кв + + Мт	0,071	0,253	630	0,076	0,338	22,5	6,0
14 (4)	Гр + Гип + Кв + Мт + + Кум	0,117	0,345	650	0,137	0,522	26,2	6,5
1279—49 *	Гр + Гип + Кв	0,097	0,208	700	0,105	0,262	40,0	8,7
17 (4)	Гр + Гип + Кв + Мт	0,120	0,261	700	0,137	0,352	38,9	8,2
14555/233 *	То же	0,272	0,144	700	0,374	0,168	22,2	—
14555/234 *	» »	0,096	0,197	700	0,108	0,246	43,8	9,5
1013/3/78 *	Гр + Гип	0,06	0,160	650	0,066	0,190	34,8	6,2
14715/309 *	То же	0,073	0,146	650	0,117	0,172	68,0	16
40 (2)	Гр + Гип + Кв	0,161	0,410	650	0,192	0,696	27,6	7
11 (2)	Фа + Гр + Гип + КПШ + + Мт + Кв	0,139	0,325	700	0,161	0,485	33,2	8
12 (2)	Фа + Гр + Гип + КПШ + + Кв	0,117	0,110	700	0,133	0,124	107,0	8
13 (2)	Гип + Фа + Гр + Пи + + Кв	0,08	0,138	700	0,087	0,160	54,5	11
16 (2)	Гр + Пи + Гип	0,064	0,211	700	0,068	0,267	25,4	4,5

Номер анализа в Приложении, номер образца	Парагенезис	$X_{Mg}^{Гр}$	$X_{Mg}^{Пл}$	Т. °С. по Л. Д. Перчуку (1970)	Mg/(Mn + Fe)		$K_D \cdot 100$	P, в · 10 ⁸ Па, по Л. Д. Перчуку (1970)
					Гр	Пл		
18 (2)	Гр + Гип + Пл + Мт + Кв	0,239	0,415	700	0,314	0,709	44,2	9
15011/109 *	То же	0,132	0,387	700	0,152	0,631	24,0	4,4
15007/110 *	Гр + Гип + Пи + Рог + Мт + Кв	0,105	0,305	700	0,117	0,439	26,5	4,7
25 (5)	Гр + Гип + Пл + Мт + Кв	0,105	0,352	700	0,117	0,543	21,5	3,5
15007/170 *	Гр + Гип + Пл + Амф + Мт + Кв	0,059	0,305	700	0,063	0,439	14,3	2
222/2 *	Гр + Кор + Би + Гип + КПШ + Пл + Кв	0,385	0,584	—	0,626	1,404	44,4	10
94 (1)	Гр + Би + Гип + Пл + КПШ + Кв	0,230	0,473	—	0,299	0,878	33,3	9,2
12 (4)	Гр + Гип + Кум + Кв ± Мт	0,061	0,223	640	0,065	0,287	22,6	6,0
54 (7)	Гр + Би + Гип + Пл + КПШ + Кв	0,239	0,489	700	0,314	0,960	32,7	7,2
55 (7)	То же	0,109	0,339	700	0,123	0,512	24,0	4,0
59 (7)	» »	0,0882	0,199	700	0,097	0,246	39,4	8,1
62 (7)	» »	0,118	0,373	700	0,135	0,472	28,5	5,5

* Анализы не вошли в Приложение.

ТАБЛИЦА 13

Состав и PT-условия равновесия гранат — клинопироксен в метабазитах и железистых породах

Номер анализа в Приложении	Парагенезис	$X_{Mg}^{Гр}$	$X_{Mg}^{Пл}$	$\left(\frac{Mg}{Fe}\right)^{Гр}$	$\left(\frac{Mg}{Fe}\right)^{Пл}$	K_D^{Mg}
3 (3)	Гр + Пи + Грф + Пл + КПШ + Шп	0,163	0,584	0,195	1,404	0,139
7 (3)	Гр + Гип + Пи + Рог + Пл + Руд	0,335	0,742	0,504	2,88	0,175
8 (3)	Гр + Гип + Пи + Пл + Би + Кв + КПШ + Руд	0,169	0,624	0,203	1,66	0,122
10 (3)	Гр + Гип + Пи + Рог + Би + Пл + Руд	0,138	0,474	0,160	0,901	0,178
12 (3)	Гр + Гип + Пи + Рог + Пл + Руд	0,275	0,638	0,38	1,76	0,23
13 (3)	Гр + Гип + Ди + Рог + Пл + Руд + Би	0,300	0,671	0,43	2,04	0,211
15 (3)	Гр + Рог + Пи + Гип + Пл	0,181	0,624	0,221	1,66	0,133
6 (3)	Гр + Гип + Рог + Пл + Сал	0,118	0,495	0,134	0,98	0,137
11 (5)	Фа + Гр + Гип + Пи + Мт + Кв	0,139	0,462	0,161	0,859	0,187
12 (5)	Кв + Фа + Гр + Гип + Пи	0,107	0,179	0,132	0,218	0,606
13 (5)	Кв + Фа + Гр + Пи + Гип + Мт	0,078	0,164	0,0846	0,196	0,43
14 (5)	Кв + Гр + Пи + Рог + Мт	0,126	0,508	0,144	1,03	0,14
15 (5)	Гр + Гип + Пи	0,119	0,344	0,135	0,524	0,258

Примечание. $X_{Ca}^{Пл} = Ca : (Ca + Na + K)$; $K_D^{Ca} = X_{Ca}^{Гр} : X_{Ca}^{Пл}$.

к выводу, что K_D в изотермических условиях с ростом температуры приближается к 1. Давление, оцененное по графикам Л. Л. Перчука, зависит от температуры. Температура, определенная по другим геотермометрам Л. Л. Перчука, для гранулитовой фации $\approx 700^\circ\text{C}$, а по K_D^{Ca} ($X_{\text{Ca}}^{\text{Гр}}/X_{\text{Ca}}^{\text{Пн}}$) на диаграммах Л. Л. Перчука значительно выше — $800\text{—}850^\circ\text{C}$. В связи с этим и оценки давления будут различными. Для более низких температур давление будет большим — от $1 \cdot 10^8$ до $10 \cdot 10^8$ Па, в среднем около $5 \cdot 10^8$ Па, а для высоких температур — меньшим — от 0 до $8 \cdot 10^8$ Па, в среднем $(3\text{—}4) \cdot 10^8$ Па (табл. 13).

ГРАНАТ — РОГОВАЯ ОБМАНКА

Эта пара относится к числу относительно редких для Украинского щита, поскольку гранатовые амфиболиты не характерны для этого региона. Чаще встречаются гранат-роговообманковые плагиогнейсы, обычно с куммингтонитом в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях. Имеющиеся анализированные гранат-роговообманковые пары из двупроксеновых метабазитов (Щербаков, 1975;

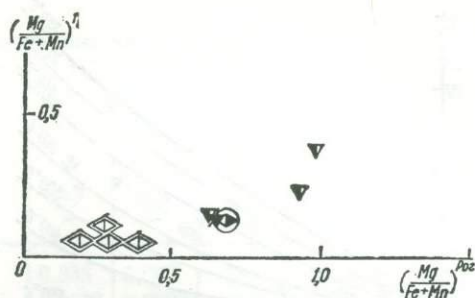


Рис. 41. Соотношение состава граната и роговой обманки в метаморфических породах. Условные обозначения см. на рис. 3

Глевасский и др., 1973) и из железистых роговиков и кварцитов (Коваленко, 1976) являются зачастую продуктами более позднего новообразования граната и роговой обманки, либо одного из них. Температура гранат-роговообманкового равновесия обычно колеблется от 550 до 700°C (Перчук, 1970) (табл. 14, рис. 41, 42). Небольшая распространенность гранатовых амфиболитов, вероятно, объясняется низким $P_{\text{общ}}$ метаморфизма на Украинском щите.

$X_{\text{Al}}^{\text{Пн}}$	$X_{\text{Ca}}^{\text{Гр}}$	$X_{\text{Ca}}^{\text{Пн}}$	K_D^{Ca}	$T_1^\circ\text{C}$, по Гр-Би-геотермометру (Перчук, 1970)	$P_1, n \cdot 10^8$ Па, по T_1 и K_D^{Mg} (Перчук, 1970)	$T_2^\circ\text{C}$, по K_D^{Ca}	$P_2, n \cdot 10^8$ Па, по T_2 (Перчук, 1970)
0,093	0,147	0,975	0,151	620	7,0	730	0
0,163	0,174	0,965	0,180	700	5,0	800	3,0
0,079	0,212	0,97	0,218	700	1,0	850	0
0,012	0,169	0,953	0,177	700	5,5	800	3,0
0,07	0,161	0,947	0,170	700	7,5	780	5,0
0,094	0,183	0,927	0,197	700	7,0	820	5,0
0,064	0,197	0,97	0,203	700	2,0	830	1,0
0,04	0,19	0,98	0,194	700	2,2	820	1,0
0,07	0,206	0,924	0,223	700	6,0	850	5,5
0,02	0,173	0,93	0,186	700	—	820	—
0,083	0,2585	0,97	0,265	700	—	820	—
0,0916	0,22	0,984	0,224	650	2,0	850	1,0
0,0041	0,214	0,958	0,223	650	10,0	850	8,0

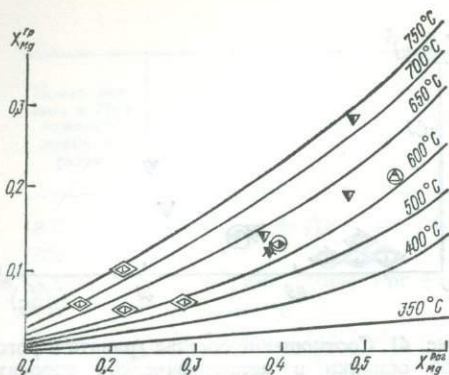


Рис. 42. Распределение магния и железа между гранатом и роговой обманкой на диаграмме фазового соответствия, по Л. Л. Перчуку (1970).

Условные обозначения см. на рис. 3

ГРАНАТ — КУММИНГТОНИТ

Гранат — куммингтонит — довольно широко распространенная пара минералов на щите. Чаще всего она встречается в железистых сланцах, роговиках и кварцитах, несколько

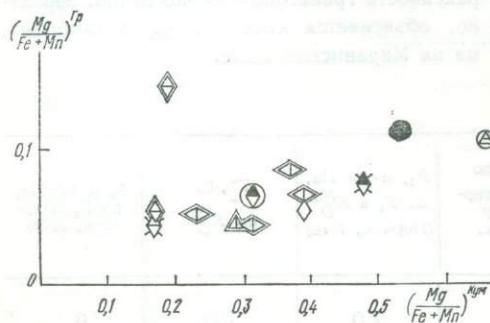


Рис. 43. Соотношение состава граната и куммингтонита в метаморфических породах.

Условные обозначения см. на рис. 3

реже — в плагиогнейсах. Наблюдаются гранат-куммингтонитовые породы в большом температурном интервале — от верхов зеленосланцевой до амфиболитовой фации включительно. K_D колеблется от 4 до 7 (табл. 15; рис. 43, 44). Зависимость K_D от степени метаморфизма на имеющемся материале не устанавливается.

ГРАНАТ — СТАВРОЛИТ

Гранат ассоциирует со ставролитом лишь в метапелитах ставролитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации Криворожского

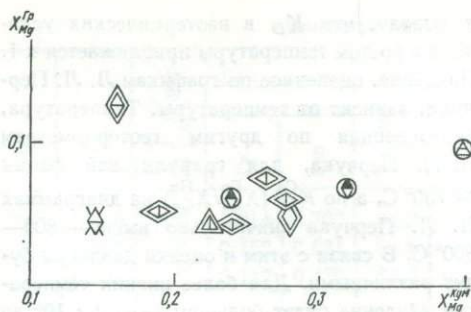


Рис. 44. Распределение магния и железа между гранатом и куммингтонитом.

Условные обозначения см. на рис. 3

бассейна и Андреевского участка Центрального Приазовья. Имеются всего две анализированные пары гранат — ставролит из сланцев средней свиты в Анновском карьере Криворожья. Железистость этих минералов меняется сопряженно. $K_D^{Гр-Ст}$ составляет 2—3 (рис. 45), что, по Л. Л. Перчуку (1970), отвечает температуре 500—400° С (табл. 16).

ГРАНАТ — ХЛОРИТ

Этот парагенезис отмечается лишь в высокожелезистых сланцах и роговиках зеленосланцевой фации. И хотя в них он нередок, имеется всего 4 пары анализированных гранатов и хлоритов. Область колебания состава гранатов и хлоритов небольшая: $X_{Mg}^{Гр} = 0,04—0,05$; $X_{Mg}^{Хл} = 0,25—0,32$ (табл. 17). K_D колеблется от 7 до 10 (рис. 45). По геотермометру Л. Л. Перчука (1970) они попадают в область сгущения изотерм, $T \approx 500^\circ \text{C}$.

ГРАНАТ — ФАЯЛИТ

Парагенезис гранат — фаялит относится к редким и известен лишь в эулизитах

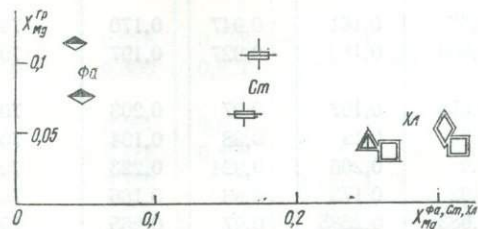


Рис. 45. Распределение железа и магния между гранатом и хлоритом, гранатом и ставролитом, гранатом и фаялитом.

Условные обозначения см. на рис. 3

ТАБЛИЦА 14

Состав и температура равновесия гранат — роговая обманка

Номер анализа в Приложении	Парагенезис	$x_{\text{Гр}}^{\text{Mg}}$	$x_{\text{Por}}^{\text{Mg}}$	Т° С, по Перчу- ку (1970)	Гр	
					$\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Fe} + \text{Mn}}\right)$	$\left(\frac{\text{Por}}{\text{Fe} + \text{Mn}}\right)$
7 (3)	Гр + Гип + Пи + Пор + Пл + Руд	0,335	0,600	680	50,38	150
10 (3)	Гр + Гип + Пи + Пор + Би + Пл + + Руд	0,1377	0,3823	650	15,97	61,89
12 (3)	Гр + Гип + Пи + Пор + Пл + Руд	0,275	0,4963	710	37,93	98,53
15 (3)	Гр + Пор + Гип + Пи + Пл	0,1807	0,484	620	22,10	93,8
2 (5)	Гр + Пор + Би + Мт	0,1023	0,2132	750	11,4	27,09
4 (5)	Гр + Пор + Мт + Кв	0,062	0,1651	700	6,60	19,77
5 (5)	Гр + Мт + Пор + Грн + Мт	0,059	0,2854	550	6,27	39,94
6 (5)	Гр + Би + Мт + Грн + Пор	0,056	0,2203	620	5,93	28,20
14 (5)	Кв + Пи + Пор + Мт + Гр	0,126	0,406	610	14,42	68,35
2 (3)	Гр + Би + Пор + Пл + Кв	0,123	0,394	620	14,03	65,02

Мангушского района Приазовья. Железистость фаялита в парагенезисе с гранатом составляет около 95. Фаялит — единственный минерал из сосуществующих с гранатом, железистость которого выше, чем граната. K_D составляет от 0,57 до 0,33 (рис. 45, табл. 18).

ТАБЛИЦА 15

Состав сосуществующих гранатов и куммингтонитов

Номер анализа в Приложе- нии, номер образца	Парагенезис	$x_{\text{Гр}}^{\text{Mg}}$	$x_{\text{Кум}}^{\text{Mg}}$	Гр	
				$\left(\frac{\text{Mg} \cdot 100}{\text{Mn} + \text{Fe}}\right)$	$\left(\frac{\text{Кум}}{\text{Mn} + \text{Fe}}\right)$
3 (2)	Гр + Хл + Би + Кум + Мт	0,0446	0,227	4,67	29,37
11 (2)	Кв + Пл + Гр + Кум + Би + Ка	0,097	0,400	10,43	66,44
12 (2)	Кв + Пл + Би + Кум + Гр + Мт	0,202	0,544	25,59	119,01
6 (4)	Гр + Хл + Кум + Би + Мт	0,054	0,2804	5,71	38,96
10 (4)	Гр + Кум + Би	0,045	0,147	4,73	17,26
185/2851 *	Гр + Би + Грн + Мт	0,0528	0,1497	5,57	17,42
5 (4)	Гр + Би + Грн	0,129	0,162	14,80	19,2
13 (4)	Гр + Гип + Кум + Кв ± Мт	0,071	0,324	7,6	47,9
12 (4)	То же	0,061	0,24	6,49	31,57
3 (5)	Гр + Мт + Грн	0,0767	0,2654	8,30	36,22
5 (5)	Гр + Мт + Пор + Грн + МП	0,059	0,279	6,27	38,7
7 (5)	Мт + Гр + Пор + Грн	0,054	0,191	5,70	23,61
10 (5)	Гр + Пор + Мт + Би + Грн	0,044	0,241	4,6	31,75

* Анализ не вошел в Приложение.

ТАБЛИЦА 16

Состав сосуществующих гранатов и ставролитов

Номер анализа в Приложении	Парагенезис	$\frac{X_{Gr}}{X_{Mg}}$	$\frac{X_{Cr}}{X_{Mg}}$	$\frac{Mg \cdot 100}{Fe + Mn} \cdot Gr$	$\frac{Mg \cdot 100}{Fe + Mn} \cdot Cr$
5 (1)	Гр + Ст + Анд + Би + Му + Кв	0,063	0,161	6,72	19,19
7 (1)	То же	0,106	0,174	11,1	21,06

ТАБЛИЦА 17

Состав сосуществующих гранатов и хлоритов

Номер анализа в Приложении	Парагенезис	$\frac{X_{Gr}}{X_{Mg}}$	$\frac{X_{Xl}}{X_{Mg}}$	$\frac{Mg \cdot 100}{Fe + Mn} \cdot Gr$	$\frac{Mg \cdot 100}{Fe + Mn} \cdot Xl$
6 (4)	Гр + Хл + Кум + Мт + Би	0,054	0,306	5,7	44,0
1 (1)	Гр + Хл + Му + Кв + Мт	0,041	0,314	4,3	45,77
3 (1)	Гр + Хл + Би + Му + Кв	0,037	0,265	3,8	41,73
4 (1)	Хл + Кум + Гр + Би + Мт	0,045	0,254	4,67	34,06

ТАБЛИЦА 18

Состав сосуществующих гранатов и фаялитов

Номер анализа в Приложении	Парагенезис	$\frac{X_{Gr}}{X_{Mg}}$	$\frac{X_{Fa}}{X_{Mg}}$	$\frac{Mg \cdot 100}{Fe + Mn} \cdot Gr$	$\frac{Mg \cdot 100}{Fe + Mn} \cdot Fa$
12 (5)	Фа + Гр + Гип + КПШ + Кв	0,117	0,042	13,25	4,38
13 (5)	Гип + Фа + Гр + Пл + Кв	0,078	0,048	8,46	5,04

Показатель преломления, плотность и длина ребра элементарной ячейки являются важными диагностическими свойствами гранатов, по которым можно судить о их составе. Кроме того, по плотности или длине ребра элементарной ячейки можно определять молекулярный объем — важную термодинамическую константу для гранатов.

В гранатах Украинского щита изучались показатель преломления, плотность и длина ребра элементарной ячейки. Данные по физическим свойствам гранатов пироп-альмандинового ряда особенно многочисленны. Больше всего определений показателей преломления гранатов, как наименее трудоемких. Наибольшее влияние на показатель преломле-

ния гранатов оказывают их железистость и известковистость. Диаграмма $n_{Гр} — F$ представлена на рис. 46. Достаточно отчетливо выделяются графики гранатов пород бедных и богатых СаО. Линия гранатов пород бедных СаО близка к теоретической линии бескальциевого пироп-альмандинового граната, а линия гранатов пород богатых СаО примерно отвечает пироп-альмандиновому гранату с содержанием гроссулярового компонента с содержанием гроссулярового компонента 20%. Для гранатов из пород бедных СаО разброс точек около прямой при одинаковой кальциевости довольно значительный, т. е. по показателю преломления из этого графика можно оценить железистость граната лишь с точностью $\pm 5\%$. Погрешности в определении железистости гранатов пород богатых СаО по показателям преломления еще более значительны.

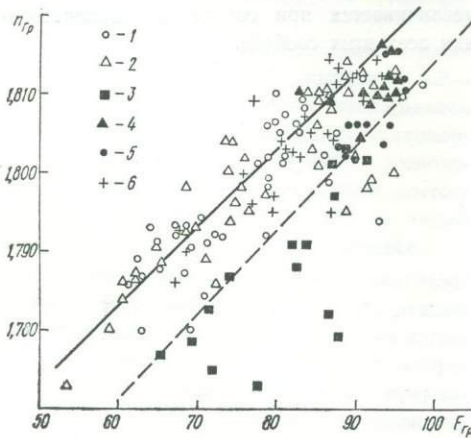


Рис. 46. Зависимость показателя преломления существенно альмандиновых гранатов от общей железистости.

Сплошная линия — для гранатов пород бедных СаО, пунктирная — для гранатов пород богатых СаО.

Гранатосодержащие породы: 1 — метapelиты богатые K_2O ; 2 — метapelиты бедные K_2O ; 3 — метабазиты; 4 — железистые породы бедные СаО; 5 — железистые породы богатые СаО; 6 — гранитоиды

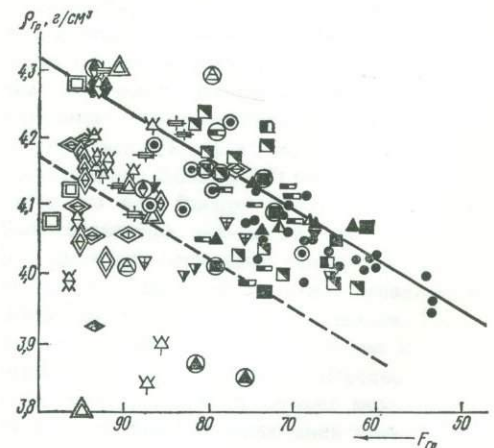


Рис. 47. Зависимость плотности существенно альмандиновых гранатов от железистости.

Сплошная линия — для гранатов пород бедных СаО, пунктирная — для гранатов пород богатых СаО.

Условные обозначения см. на рис. 3

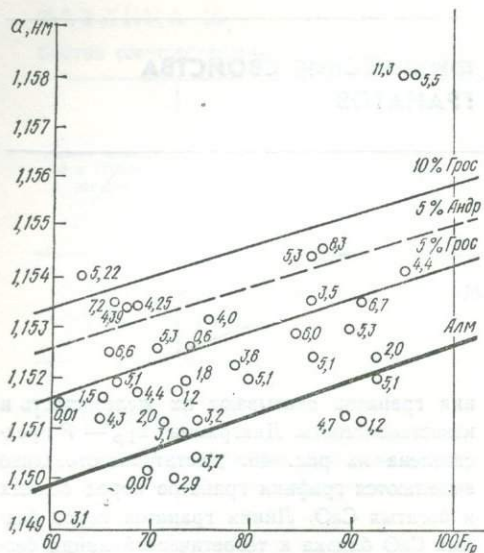


Рис. 48. Зависимость длины ребра элементарной ячейки существенно альмандиновых гранатов от общей железистости.

Цифры у точек — процент Са-компонента в гранате

Зависимость плотности гранатов от железистости представлена на рис. 47. Большая часть определений плотности гранатов из пород бедных СаО ложится вблизи теоретической линии бескальциевых пироп-альмандиновых гранатов. Однако разброс точек при при-

мерно одинаковой кальциевости весьма значителен. Плотность гранатов из пород богатых СаО близка к плотности пироп-альмандинового граната с содержанием гроссуляра 20%, но отклонения от нее порой весьма значительны. Определение длины ребра элементарной ячейки с помощью рентгеноструктурного анализа сделано главным образом для гранатов из пород бедных СаО. Результаты определений нанесены на диаграмму зависимости ребра элементарной ячейки от железистости (рис. 48). Они ложатся примерно вдоль теоретической прямой для пироп-альмандинового граната с содержанием гроссулярового компонента 5% (рис. 48). Разброс от этой прямой составляет около $\pm 10\%$ железистости.

Анализ определений физических свойств гранатов позволяет сделать вывод о том, что Са-компонент пироп-альмандиновых гранатов представлен преимущественно гроссуляровым миналом.

Таким образом, оценка состава гранатов по их физическим свойствам не отличается большой точностью. Наилучший результат дает определение железистости гранатов из бедных СаО пород по показателю преломления. Плотность и длина ребра элементарной решетки имеют лишь вспомогательное значение. Точность определения состава гранатов увеличивается при совместном использовании всех этих свойств.

Газово-жидкие включения минералообразующих растворов до сих пор были хорошо изучены только в минералах, формирующихся на относительно небольших глубинах, ввиду того что включения в них имеют довольно крупные размеры и их можно было наблюдать в обычном микроскопе. Изучение включений в минералах метаморфических пород почти не проводилось из-за субмикроскопических размеров включений (от тысячных до десятых долей миллиметров). Нами был применен бинокулярный микроскоп МБИ-6 с увеличением до 3000, который позволил обнаружить включения в минералах различных фаций метаморфических пород. Благодаря изучению включений можно определить химический состав, агрегатное состояние маточного раствора, а также термодинамические условия образования минералов (температура, давление).

Из изучаемых пород изготовлялись плоскополированные пластинки толщиной 0,3—0,5 мм. На начальном этапе исследования включений определялись микрокристалломорфология включений, характер расположения, насыщенность и агрегатное состояние при комнатной температуре, а также количество фаз и фазовые соотношения.

Для дальнейшего эксперимента использовалась микротермокамера конструкции А. П. Ермакова, представляющая собой нагревательное устройство, совмещенное с микроскопом. Она позволяет производить непрерывные наблюдения за процессами, протекающими во включениях при нагревании и охлаждении, и фиксировать различные фазовые превращения, в том числе и момент гомогенизации.

Помимо гомогенизации использовался метод замораживания (криометрии), который

применяется для определения углекислоты во включениях.

Изучались включения в гранатах из пород гранулитовой фации Побужья и Приазовья: двупироксен-магнетитовых кварцитов, гранат-двупироксен-кварцевых железисто-силикатных кристаллических сланцев и гнейсов.

При тщательном исследовании в гранатах обнаружены включения только с чистой углекислотой. Существенно водные включения в гранатах не обнаружены, хотя были просмотрены сотни образцов из многих районов и во всех исследуемых образцах отмечены идентичные включения с чистой углекислотой, только в большем или меньшем количестве. Существенно углекислотные включения ($\text{CO}_2^{\text{ж}} + \text{CO}_2^{\text{г}}$) характеризуются различной плотностью, отличаются расположением, морфологией и температурой гомогенизации, т. е. различаются первичные и вторичные существенно углекислотные включения.

Первичные углекислотные включения встречаются крайне редко. Для них характерно одиночное и реже групповое (по два-три включения) расположение. Первичные включения чаще скапливаются в центральных частях зерен. Размер их варьирует в небольших пределах 0,005—0,009 мм. Следует заметить, что чем больше зерно граната, тем больше размеры включений. Но самое характерное для первичных включений состоит в том, что они, как правило, огранены и имеют форму негативных кристаллов. Иногда отмечаются частично ограненные и полуограненные вакуоли (рис. 49). Нередко вокруг включений образуются ореолы мельчайших включений или сами включения имеют «бахромчатую» форму, что в условиях повышенных температур и давлений нередкое явление. Первичные существенно углекислотные

включения отличаются темной, почти черной окраской, и поэтому обнаружить их можно только после предварительного охлаждения. Вследствие очень низких критических параметров двуокиси углерода ($T_{кр} = 31,35^\circ \text{C}$, $P_{кр} = 72,9 \cdot 10^5 \text{ Па}$, $d_{кр} = 0,464 \text{ г/см}^3$) они

обычно не наблюдались при высокой комнатной температуре.

Следует отметить, что более светлые (розовые) гранаты содержат очень мало включений как первичных, так и вторичных, в то время как гранаты с густой окраской до бу-

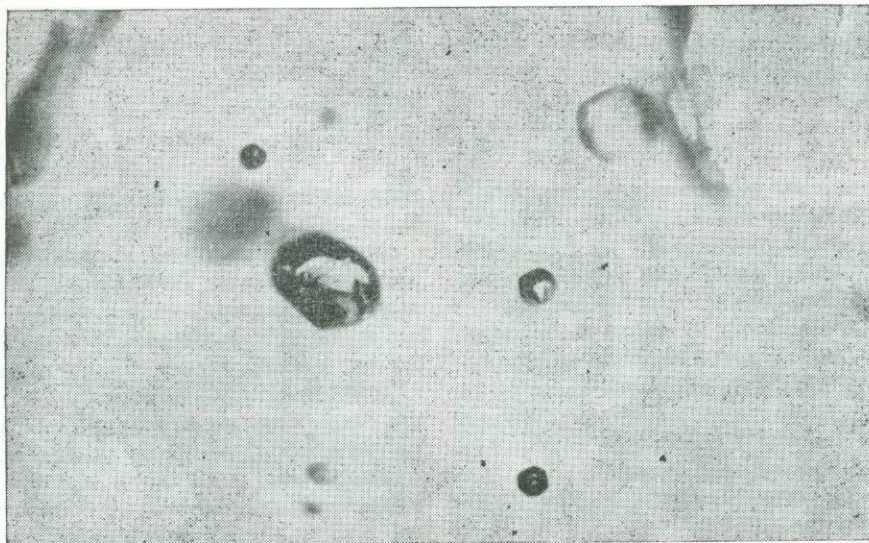


Рис. 49. Первичные существенно углекислотные ($\text{CO}_{2\text{ж}} + \text{CO}_{2\text{г}}$) включения в гранатах железистых пироксен-гранат-магнетитовых пород гранулитовой фации (Среднее Побужье)

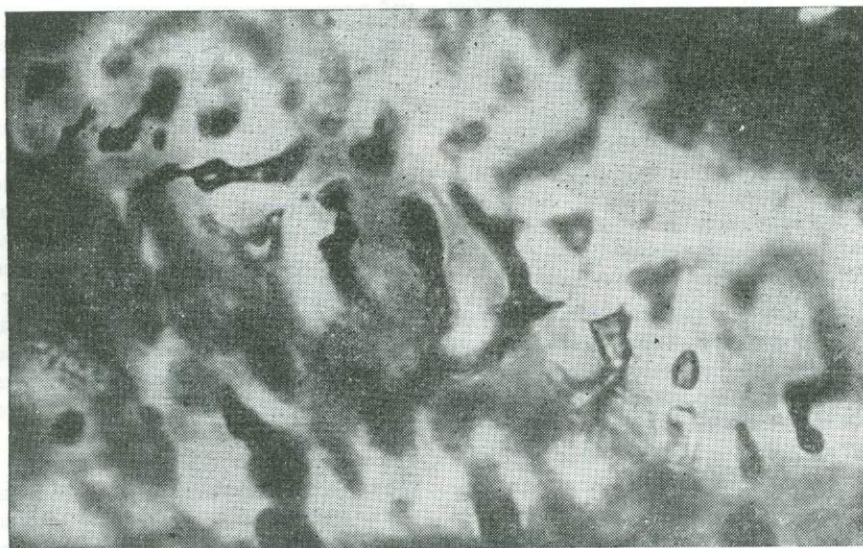


Рис. 50. Вторичные существенно углекислотные включения в гранатах железистых пироксен-гранат-кварц-магнетитовых пород гранулитовой фации (Среднее Побужье)

рого редко бывают свободны от включений и более трещиноваты.

Температура гомогенизации первичных включений составляет 10—19° С, что отвечает плотности CO_2 — 0,856—0,776 г/см³. Гомогенизация происходит в жидкую фазу CO_2 . Нередко включения взрываются, не достигнув гомогенизации, ввиду их большой плотности.

Вторичные существенно углекислотные включения резко отличаются от первичных. Для них характерна удлиненная, неправильная, амбовидная форма с многочисленными ответвлениями, часто сливающимися друг с другом (рис. 50). Размер включений изменяется в широких пределах (0,005—0,1 мм). Вторичные включения многочисленны, располагаются в виде широких полос, цепочек, обособленных групп и приурочиваются обычно к микротрещинам. Иногда гранат так переполняется вторичными включениями, что последние занимают всю видимую часть зерна, и создается впечатление сетчатости граната (рис. 50). Вторичные включения часто можно наблюдать без предварительного охлаждения по интенсивно бегающему пузырьку CO_2 . Следует отметить, что часто во включениях (во вторичных чаще) четко фиксируется неопределимая фаза черного цвета неправильной формы, реже изометричной, за-

нимающая нередко половину полости вакуоли. Возможно, это рудное вещество. Нагреть включение до растворения рудного вещества не представляется возможным, так как оно взрывается. Вторичные включения гомогенизируются в жидкую фазу CO_2 при температуре 18—29° С, плотность жидкой CO_2 — 0,786—0,630 г/см³. Температура гомогенизации в каждой трещинке различная, что свидетельствует о поступлении все новых порций флюидов.

Кроме углекислотных включений, отмечаются также включения «сухих» газов (жидкая фаза отсутствует). Они характеризуются изометричной правильной формой, располагаются группами или в одиночку. Размеры включений соответствуют сотым и тысячным долям миллиметра. Давление, замеренное по плотности CO_2 , варьирует в пределах $(3-4) \times 10^8$ Па.

В результате проведенных исследований есть все основания полагать, что гранулитовая фация на Украинском щите характеризуется не только высокими давлением и температурой, но и совершенным отсутствием воды, и главным компонентом флюида в гранулитовой фации является углекислота, вероятно, за счет значительного уменьшения парциального давления воды.

ГЛАВА X. СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГРАНАТОВ

Необходимость систематизации и обработки накопившегося к настоящему времени значительного объема аналитических исследований (химические, рентгеноструктурные и другие анализы) по породообразующим минералам привела к появлению в последние годы целого ряда обобщающих работ с применением статистических методов и ЭВМ по гранатам (Соболев, 1964), хлоритам (Кебезинкас, 1965), биотитам (Ушакова, 1971), пироксенам (Добрецов и др., 1972).

Для статистического анализа гранатов из общей выборки выделено шесть наиболее

представительных групп (I—V и VIII) и предпринята попытка установить зависимость изоморфизма катионов в гранатах от состава вмещающих пород и степени метаморфизма. При решении этой задачи рассчитан средний состав гранатов по парагенетическим группам и фациям метаморфизма, коэффициенты корреляции, произведено сравнение среднего состава по группам с помощью *t*-критерия Стьюдента, построены диаграммы порода — гранат и тройные диаграммы Пир — Алм — Грос (Слес). Статистические параметры гранатов по группам представлены в табл. 19.

ТАБЛИЦА 19

Средний состав гранатов по группам, %

Компонент	Группы											
	I (n = 97)		II (n = 37)		III (n = 14)		IV (n = 29)		V (n = 14)		VIII (n = 60)	
	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
SiO ₂	38,63	1,08	37,81	0,80	38,06	0,95	36,76	0,89	37,14	0,99	37,39	0,90
TiO ₂ *	0,12	0,11	0,16	0,15	0,17	0,24	0,22	0,23	0,22	0,22	0,07	0,06
Al ₂ O ₃	21,07	0,77	20,41	0,94	20,30	1,22	20,38	1,27	19,91	0,89	20,85	0,86
Fe ₂ O ₃	1,00	0,97	1,00	0,92	1,26	0,68	1,40	0,92	1,36	0,99	0,63	0,59
FeO	30,43	3,11	32,46	3,55	26,75	4,76	34,24	2,74	32,76	2,18	33,71	2,27
MnO	1,18	1,43	1,59	2,18	2,36	3,55	1,11	1,08	0,84	0,52	1,12	1,17
MgO	5,76	2,40	3,84	2,13	3,53	1,88	2,02	1,11	1,79	0,86	4,02	1,70
CaO	1,31	0,56	1,87	1,17	7,07	2,22	3,38	1,37	5,59	1,45	1,45	0,72
Na ₂ O	0,14	0,10	0,14	0,13	0,12	0,08	0,16	0,16	0,15	0,08	0,19	0,14
K ₂ O	0,11	0,08	0,10	0,09	0,06	0,05	0,09	0,05	0,09	0,05	0,11	0,06
H ₂ O _{Гигр} *	0,09	0,10	0,07	0,07	0,02	0,02	0,05	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05
П. п. п.	0,33	0,78	0,42	0,47	0,29	0,30	0,27	0,25	0,28	0,32	0,31	0,29
P ₂ O ₅ *	0,04	0,06	0,04	0,06	0,06	0,09	0,02	0,04	0,01	0,02	0,06	0,07
Сумма	100,21	—	99,91	—	100,05	—	100,10	—	100,18	—	100,16	—
F	75,32	—	82,98	—	81,59	—	90,79	—	91,42	—	86,71	—

* Окислы, по которым значения не превышают точности анализов.

Средний состав гранатов по группам заметно различается в первую очередь содержанием CaO, FeO, SiO₂ и MgO (табл. 20). При этом необходимо отметить, что выделяются родственные пары с близким составом. Так, средний состав гранатов II и III групп совпадает и различается только содержанием FeO и CaO, что объясняется химическим составом вмещающих пород. Также близок средний состав гранатов железистых пород (IV и V групп), различающийся только содержанием CaO, что также связано с химическим составом вмещаю-

щих пород и отражено в названиях этих групп. Тем не менее уверенно отнести единичный химический анализ граната без геолого-петрографической привязки к той или иной группе с помощью выявленных различий практически невозможно. Это связано с большой дисперсией компонентов внутри групп и, как следствие, с почти полным перекрытием пределов колебаний химического состава гранатов различных групп (табл. 19).

Некоторые статистические параметры (табл. 21) и сравнение средних с помощью *t*-критерия Стьюдента показали, что средний

ТАБЛИЦА 20

Сравнение химического состава гранатов по окислам между группами с помощью *t*-критерия Стьюдента

Компонент	1-2	1-3	1-4	1-5	1-8	2-3	2-4	2-5	2-8	3-5	3-8	4-5
<i>q</i>	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
n_1+n_2-2	121	98	113	98	144	49	64	49	95	26	72	41
t_{q, n_1+n_2-2}	1,93	1,95	1,94	1,95	1,93	2,01	2,00	2,01	1,95	2,06	1,99	2,02
SiO ₂	4,10	1,84	8,34	4,79	7,25	0,92	4,92	3,33	2,30	2,41	2,45	1,23
TiO ₂	1,66	1,31	3,25	2,77	3,40	0,16	1,27	1,05	3,91	0,52	0,80	0,0
Al ₂ O ₃	4,04	3,08	3,45	5,06	1,32	0,33	0,11	1,69	2,26	1,00	1,93	1,21
Fe ₂ O ₃	0,005	0,94	1,93	1,27	2,59	0,94	1,73	2,15	2,40	0,28	3,08	0,12
FeO	3,14	3,66	5,80	2,66	6,97	4,56	2,19	0,29	2,09	3,98	7,95	1,72
MnO	1,24	2,12	0,24	0,95	0,35	0,91	1,06	1,29	1,36	1,50	2,19	0,96
MgO	4,17	3,24	8,04	6,07	4,80	0,44	4,10	3,41	0,45	2,91	0,93	0,66
CaO	3,55	20,14	11,31	21,61	1,31	10,61	4,76	9,30	2,17	1,93	15,02	4,70

ТАБЛИЦА 21

Среднее содержание и стандартное отклонение (в ф. е.) элементов в гранатах I и II групп по фациям

Катион	Фация									
	Гранулитовая (n = 45)		Промежуточная (n = 7)		Амфиболитовая (n = 39)		Эпидот-амфиболитовая (n = 17)		Зеленосланцевая (n = 10)	
	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
Si	3,06	0,09	3,15	0,09	3,10	0,12	3,11	0,12	3,19	0,25
Ti	0,01	0,01	0,004	0,003	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	1,99	0,06	2,01	0,03	1,98	0,06	1,99	0,10	2,02	0,06
Fe ³⁺	0,07	0,06	0,03	0,05	0,08	0,10	0,06	0,06	0,03	0,02
Fe ²⁺	1,95	0,20	2,21	0,13	2,14	0,22	2,33	0,20	2,40	0,12
Mn	0,04	0,03	0,08	0,04	0,13	0,15	0,13	0,15	0,10	0,09
Mg	0,83	0,20	0,53	0,15	0,54	0,16	0,34	0,14	0,17	0,09
Ca	0,11	0,04	0,13	0,04	0,12	0,07	0,13	0,08	0,27	0,09

ТАБЛИЦА 22

Сравнение химического состава гранатов по фациям и изофациальным группам с помощью *t*-критерия Стьюдента

Компонент	I—II группы*	4.1—3.1a	4.1—3.1	3.1a—3.1	3.1—2.1	2.1—1.3
Si	0,05	2,76	1,80	1,13	0,27	1,10
Ti	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,43	0,97	0,76	1,41	0,43	0,52
Fe ³⁺	0,21	1,88	0,00	1,41	0,76	1,48
Fe ²⁺	1,34	3,73	4,18	0,88	2,97	0,97
Mn	1,50	3,52	4,54	0,96	0	0,52
Mg	1,05	4,27	7,05	0,16	4,34	3,34
Ca	0,35	1,38	0,87	0,40	0,45	4,09
Количество степеней свободы (n ₁ + n ₂ - 2)	32	70	93	39	48	26
Допустимое значение <i>t</i> -критерия	2,04	1,98	1,94	2,02	2,01	2,06

* Сравнение дано для амфиболитовой фации.

состав гранатов из различных фаций достоверно различается как минимум по двум компонентам (табл. 22). Исключение составляют фации 3.1 и 3.1a, средние по которым вообще не различаются, что дает основание относить гранаты промежуточной фации 3.1a к амфиболитовой. Содержание практически всех компонентов (табл. 21) закономерно изменяется с возрастанием степени метаморфизма: MgO, SiO₂ — увеличиваются, а Al₂O₃, MnO, FeO, CaO — уменьшаются от зеленосланцевой к гранулитовой фации. Та же тенденция отражена на диаграмме Пир — Алм — (Грос + Спес) (рис. 51), где нанесены точки среднего состава гранатов по фа-

циям и поля фаций. (Поля фаций (рис. 51) и поля групп (рис. 52) построены по методу Шеффе (Кочкин, 1975.))

Хотя практически все гранаты являются существенно альмандиновыми, более высокотемпературные из них значительно обогащены пироповым компонентом, что приводит к смещению точек среднего состава и полей высокотемпературных фаций в сторону пироповой вершины треугольника (рис. 51). Низкотемпературные гранаты, напротив, обеднены MgO и обогащены MnO и (или) CaO.

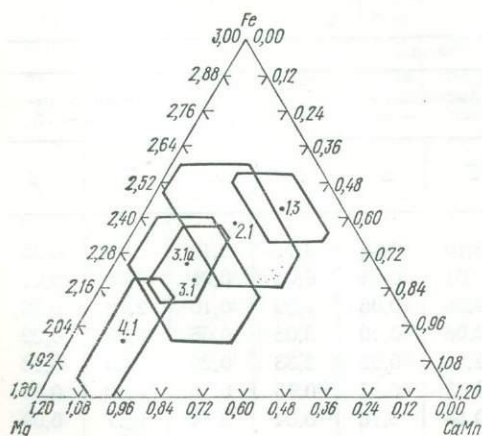


Рис. 51. Диаграмма изменения компонентного состава гранатов по фациям метаморфизма

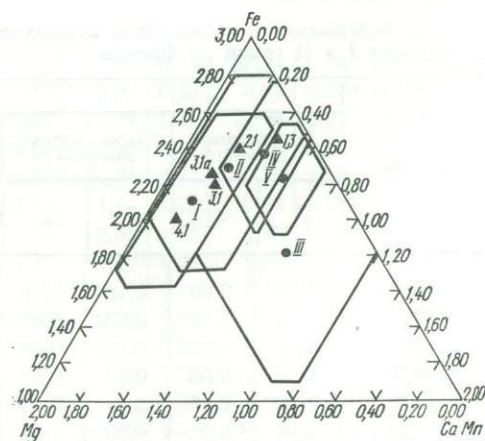


Рис. 52. Диаграмма изменения компонентного состава гранатов:
1 — средний состав граната по фациям; 2 — средний состав граната по группам

При сравнении диаграмм на рис. 51, 52 видно, что точки среднего состава групп гранатов в целом повторяют линию, образованную точками среднего состава различных фаций. Так точка среднего состава гранатов I группы попадает в поле гранулитовой фации, II группы — в поле амфиболитовой, а точки среднего состава гранатов IV и V групп располагаются в полях низкотемпературных фаций (2.1—1.3). Исключение составляют точки среднего состава III группы и в меньшей мере V группы. Поля этих групп смещаются в сторону Са-вершины треугольника.

Однако проекция точки среднего состава гранатов III группы на линию 4.1—1.3 (рис. 53) попадает в зону перекрытия полей амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, тяготея к первой. Все это объясняется количественным преобладанием гранатов из отдельных фаций метаморфизма в составе различных групп.

Очень важно отметить, что поля групп на диаграмме в несколько раз больше, чем поля

фаций, и, как следствие этого, перекрытие полей различных групп гораздо больше, чем полей различных фаций, т. е. изменчивость (дисперсия) компонентов химического состава гранатов внутри групп намного больше, чем изменчивость внутри фаций (парагенетических типов). Отсюда можно сделать вывод, что вероятность достоверного разделения гранатов по их химическому составу на фации (влияние *PT*-условий на состав гранатов) больше, чем на группы (влияние химического состава вмещающей породы).

Для определения факторов, влияющих на состав гранатов, были выбраны гранаты из метapelитов (I и II группы) как наиболее однородные и широко представленные различными парагенетическими типами. Многими исследователями устанавливается вытеснение Fe^{2+} , Mn и Ca магнием в гранате при увеличении степени метаморфизма. Зависимость состава граната от состава вмещающих пород и условий метаморфизма анализировалась статистически (Жданов, Малкова, 1971;

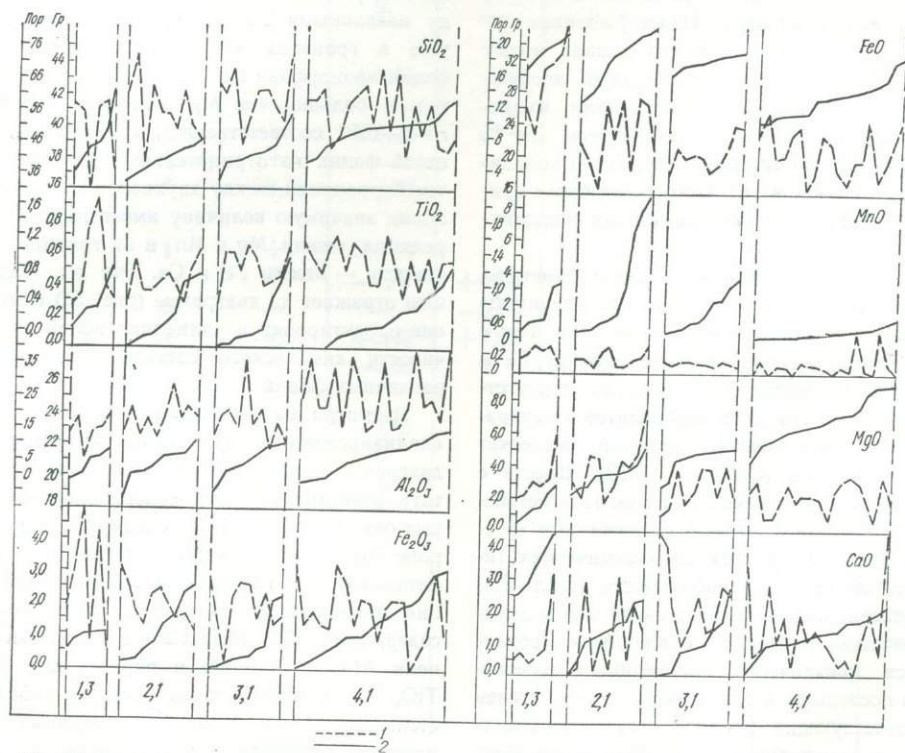


Рис. 53. Вариационные кривые содержания компонентов в гранатах и вмещающих метapelитах по фациям метаморфизма: 1 — порода, 2 — гранат

Соболев, 1964), однако это было сделано на трудносопоставимых материалах из разных регионов, и поэтому установлены лишь самые общие закономерности. Значительно более однородную выборку представляет собой коллекция метapelитовых гранатов докембрия Украинского щита. Гранатосодержащие метapelиты широко распространены в пределах щита, являются породами близкого химического состава и относятся к одному андалузит-силлиманитовому типу регионального метаморфизма. Этот метаморфизм близок к изобарическому и контролируется преимущественно температурой (Белевцев, 1975). Коллекция метapelитовых гранатов насчитывает 144 анализа (97 — I группы, 37 — II группы), которые и составляют фактический материал данного исследования. Исходные породы — метapelиты — охарактеризованы 45 химическими анализами.

Коэффициенты парной корреляции между катионами используются для изучения изоморфных замещений в минералах, а также совместного участия катионов в составе определенных миналов. Подтверждением существования того или иного минала может служить значимый положительный коэффициент корреляции между катионами, входящими соответственно в восьмерную (Fe^{2+} , Mg, Mn, Ca) и шестерную (Al, Fe^{3+}) координации. В случае же отрицательной связи принято считать, что между катионами существует изоморфизм.

При анализе таблицы 24 можно заметить, что значимые положительные коэффициенты корреляции для гранатов всех или почти всех фаций отмечаются только между Ca и Ti; они, вероятно, характеризуют присутствие в составе гранатов метapelитов Ti-андрадитового компонента, который выделяет Н. В. Соболев (Соболев, 1973). Вместе с тем это не существенно для гранатов метapelитов, в связи с низким содержанием титана в них. Для других петрохимических типов такой связи не наблюдается (табл. 23). Отсутствие положительной связи между двухвалентными катионами и алюминием объясняется практически постоянным содержанием последнего в гранатах, а не отсутствием соответствующих миналов в гранате. Отсутствие положительной корреляции между Fe^{3+} и Ca указывает на отсутствие андрадита в гранатах метapelитов. Таким образом, изу-

чение химического состава гранатов метapelитов в нашем исследовании сводится к установлению связи между соответствующими миналами: альмандином, пиропом, спессартином и гроссуляром, т. е. между катионами: Fe, Mg, Mn и Ca.

Изоморфные замещения и характер преобладающего типа изоморфизма в гранатах рассматривались в зависимости от степени метаморфизма. В гранатах из гранулитовой фации преобладает изоморфизм Mg — Fe ($r = -0,91$) (табл. 24). В более низкотемпературных фациях с понижением температуры величина изоморфизма Mg — Fe закономерно убывает (от $r = -0,91$ в гранулитовой фации до $r = -0,51$ в гранатах эпидот-амфиболитовой фации), а уже в зеленосланцевой фации коэффициент корреляции между Mg и Fe меньше уровня значимости для данной выборки. В то же время, начиная с амфиболитовой фации, в гранатах проявляется изоморфизм Fe — Mn и несколько слабее Mn — Ca, Mg — Ca. С уменьшением степени метаморфизма коэффициент корреляции между названными катионами увеличивается и уже в гранатах из эпидот-амфиболитовой фации изоморфизм Fe — Mn проявлен значительно больше, чем Mg — Fe ($r = -0,74$ и $r = -0,57$ соответственно), а в зеленосланцевой фации из отрицательных коэффициентов корреляции между двухвалентными катионами значимую величину имеет только корреляция между Mg и Mn и на границе значимости — между Fe и Ca. Эту же тенденцию отражает на диаграмме (рис. 51) изменение ориентировки и удлинения полей изменчивости химического состава гранатов из различных фаций.

Несмотря на небольшое количество проанализированных пар порода — гранат, на диаграмме сравнения (рис. 53) можно отметить отчетливую связь содержания некоторых окислов в гранате с их содержанием в породе только для низкотемпературных фаций метаморфизма. Так, для зеленосланцевой фации проявлена положительная связь между содержанием FeO, MgO, CaO и в меньшей степени Al_2O_3 в гранате и породе; для SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 и MnO такая связь не наблюдается. Для более высокотемпературных гранатов из амфиболитовой и гранулитовой фаций связь их состава с химическим составом породы не устанавливается.

ТАБЛИЦА 23

Коэффициенты корреляции между содержаниями главных элементов в гранатах различных парагенетических групп

Катион	Тип	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al	Ti
Si	1	+	-	+	+	+	+	+
	2	-	-	+	+	-	+	-0,30
	3	-0,56	-	-	+0,52	+	-	-
	4	-	-	-	+0,31	-0,38	-	+
	5	-	+	+	-	-	+	-
Ti	1	+0,36	-	-	+	-	+	
	2	+0,45	-	-	+	+	-	
	3	+	+	+	-	-	+	
	4	+	-0,34	-0,34	+	+0,41	-0,38	
	5	-	-	-	+0,58	+0,65	-0,62	
Al	1	+	-0,39	+	+0,22	-0,33		
	2	+	-	0	-	-		
	3	-	+	+	-	-0,54		
	4	-	+	+	-0,52	-		
	5	+	+	-	-0,74	-0,82		
Fe ³⁺	1	-	+0,31	-	-0,45			
	2	-	-	-	+			
	3	-	-0,55	-	+			
	4	+	-	-	-			
	5	-0,54	-0,72	+	+0,84			
Fe ²⁺	1	+	-0,89	+				
	2	+	-0,81	+0,63				
	3	-	-	-0,76				
	4	-0,38	-0,42	+0,69				
	5	-	-0,66	+				
Mn	1	-	-0,45					
	2	-	+					
	3	+	-					
	4	0,36	+					
	5	-	-					
Mg	1	-0,20						
	2	-0,47						
	3	-						
	4	-0,46						
	5	-						

Примечание. Типы: 1 — группа I, $n = 97$, $r > 0,18$; 2 — группа II, $n = 37$, $r > 0,31$; 3 — группа III, $n = 14$, $r > 0,53$; 4 — группа IV, $n = 29$, $r > 0,38$; 5 — группа V, $n = 14$; $r > 0,53$.

ТАБЛИЦА 24

Коэффициенты корреляции между катионами метapelитовых гранатов метapelитов по фациям

Катион	Тип	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al	Ti
Si	1	-0,12	-0,07	+0,08	+0,14	-0,18	-0,04	+0,22
	2	+0,90	-0,76	-0,05	+0,35	+0,31	+0,60	-0,35
	3	-0,23	+0,04	+0,08	-0,12	+0,33	-0,07	-0,35
	4	-0,09	-0,15	-0,27	+0,38	-0,43	+0,28	-0,05
	5	-0,26	-0,52	+0,61	-0,13	+0,20	+0,50	-0,13
	6	+0,17	-0,17	+0,07	+0,09	+0,03	+0,09	+0,13
Ti	1	+0,28	-0,41	+0,35	+0,28	-0,05	+0,04	
	2	-0,58	-0,09	+0,17	+0,46	-0,69	+0,17	
	3	+0,44	-0,17	-0,10	+0,03	-0,14	+0,18	
	4	+0,59	+0,16	-0,49	+0,10	+0,22	-0,23	
	5	+0,61	+0,34	+0,02	-0,88	+0,33	+0,11	
	6	+0,36	-0,04	-0,06	+0,07	-0,06	+0,09	
Al	1	-0,21	-0,22	+0,19	-0,02	-0,10		
	2	+0,33	-0,53	-0,04	+0,36	-0,13		
	3	+0,26	-0,17	-0,20	-0,11	+0,01		
	4	-0,28	-0,39	+0,07	-0,05	-0,38		
	5	-0,12	-0,79	+0,86	-0,38	-0,33		
	6	+0,08	-0,39	+0,04	+0,22	-0,33		
Fe ³⁺	1	-0,11	-0,01	-0,18	-0,20			
	2	+0,41	-0,18	-0,74	-0,05			
	3	+0,18	-0,04	-0,20	-0,34			
	4	+0,02	-0,18	-0,18	+0,16			
	5	-0,07	+0,47	-0,09	-0,27			
	6	-0,07	+0,31	-0,11	-0,45			
Fe ²⁺	1	-0,14	-0,91	-0,04				
	2	+0,13	-0,86	-0,38				
	3	-0,08	-0,62	-0,49				
	4	+0,15	-0,57	-0,74				
	5	-0,54	-0,14	-0,31				
	6	+0,06	-0,89	+0,15				
Mn	1	+0,19	-0,05					
	2	+0,06	+0,31					
	3	-0,27	+0,07					
	4	-0,49	+0,09					
	5	-0,43	-0,68					
	6	-0,12	-0,45					

Катион	Тип	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al	Ti
Mg	1	+0,01						
	2	-0,61						
	3	-0,31						
	4	+0,02						
	5	+0,21						
	6	-0,20						

Примечание. Типы: 1 — гранулитовая фация (4.1), $n = 45$, $r > 0,25$; 2 — промежуточная фация (3.1a), $n = 7$, $r > 0,67$; 3 — амфиболитовая фация (3.1), $n = 39$, $r > 0,27$; 4 — эпидот-амфиболитовая фация (2.1); $n = 17$, $r > 0,42$; 5 — зеленосланцевая фация (1.3), $n = 10$; $r > 0,55$; 6 — суммарная выборка гранатов I группы, $n = 97$, $r > 0,18$.

Абсолютное содержание MgO в гранате с увеличением степени метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации возрастает от 0 до 10%, в то время как содержание MgO в породе даже несколько уменьшается.

В зеленосланцевой фации гранаты более кальциевые и менее магниезильные, чем вмещающая порода, в эпидот-амфиболитовой эти характеристики граната и породы примерно одинаковые, а в амфиболитовой и гранулитовой фациях гранаты менее кальциевые и более магниезильные, чем порода.

Содержание MnO в составе граната практически постоянно только в гранулитовой фации, тогда как в трех других оно сильно колеблется. Максимальные содержания этого окисла в гранатах низкотемпературных фаций установлены в образцах с малым количеством граната в составе породы, что хорошо согласуется с представлениями о фракционировании MnO в этом минерале (Лебедев, 1964; Миясино, 1976).

Содержание граната в породе зависит от близости состава последней и граната, устойчивого в данных условиях метаморфизма. В связи с этим метапелиты II группы богаче гранатом, чем изофациальные метапелиты I группы. Нередко в безмусковитовых сланцах зеленосланцевой фации объемная доля граната может достигать 20%. В метапелитах I группы зеленосланцевой фации содержание граната не превышает 1—3%, в то время как в гнейсах гранулитовой фации обычно составляет 5—10, нередко достигая 20% объема породы и более.

На вариационных кривых для FeO, MnO, MgO и CaO из гранатов метапелитов по фациям (см. рис. 53, табл. 25) видно преобладающее распределение окислов в гранатах по близким к горизонтальным (пологим) участкам, если исключить резкие отклонения (всплески) вниз и вверх. Такие всплески наблюдаются прежде всего для MnO и меньше для CaO, FeO и MgO в низкотемпературных гранатах. Всплески приходятся на

ТАБЛИЦА 25

Преобладающее содержание основных компонентов гранатов метапелитов в пределах фаций (пологие участки вариационных кривых на рис. 57), %

Компонент	Фация			
	Зеленосланцевая	Эпидот-амфиболитовая	Амфиболитовая	Гранулитовая
FeO	32,0—35,0	32,0—34,0	30,0—33,0	26,0—30,0
MnO	0,4—0,8	0,4—1,0	0,2—1,0	0,2—1,0
MgO	1,0—1,5	1,5—3,5	3,5—5,5	5,0—9,5
CaO	2,5—4,0	1,0—1,5	1,0—2,0	0,8—2,0

гранаты, содержащиеся в породе в небольшом количестве (менее 1—3%), а пологие участки отражают состав гранатов, составляющих более 3—5% объема породы. Для высокотемпературных гранатов всплески практически отсутствуют. Вероятно, состав вмещающего метапелита влияет на состав граната лишь при небольшом содержании этого минерала в породе (менее 1—3%). Но поскольку низкое содержание граната характерно для сланцев зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, то для этих фаций и отмечается положительная корреляция между содержанием CaO, FeO и MgO в породе и гранате. Пологие участки кривых для MnO на рис. 53 отвечают примерно одинаковой концентрации MnO в гранатах всех фаций (0,4—1,0%) и высокому содержанию граната в породе (5% и выше).

Таким образом, состав породы практически не влияет на состав высокотемпературных гранатов амфиболитовой и тем более гранулитовой фации.

Если из вариационных диаграмм (рис. 53) исключить резкие отклонения (всплески), оставив только близкие к горизонтальным (пологие) отрезки кривых, характеризующие преобладающие содержания окислов для данной фации, то намечаются закономерности изменения состава гранатов с ростом температуры метаморфизма (табл. 25). При росте температуры метаморфизма наблюдается укрупнение кристаллов гранатов, и они становятся более гомогенными. Если в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях нередко встречаются зональные гранаты, то для гранулитовой фации такие гранаты не характерны.

Неуклонно увеличивается в гранатах содержание MgO, почти без перекрытий для каждой фации. Рост содержания его в гранате связан с разложением хлорита (граница зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации), ставролита (эпидот-амфиболитовая — амфиболитовая фации), большей части биотита (амфиболитовая — гранулитовая фации), с кристаллизацией новообразованного все более магнезиального граната. Содержание MgO в гранате является хорошим индикатором фациальных условий при значительном объеме этого граната в метапелите (3—5% и более).

Содержание MnO практически постоянно

(0,5—1,0%). Количество CaO уменьшается скачкообразно на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации без перекрытия, а начиная с последней содержание CaO близко к постоянному (1—2%). В сланцах зеленосланцевой фации отсутствует плагиоклаз и CaO концентрируется в гранате, а уже в эпидот-амфиболитовой фации его содержание регулируется реакциями распределения CaO между гранатом и плагиоклазом (Кеппингас, 1972; Кориковский, 1967; Лепезин, 1972).

Содержание FeO от зеленосланцевой к амфиболитовой фации лишь немного уменьшается от 33 до 30% и только в гранулитовой фации оно заметно ниже (26—30%). Это объясняется тем, что до амфиболитовой фации рост содержания MgO компенсировался уменьшением концентрации CaO, а в гранулитовой фации сопровождался резким уменьшением содержания FeO.

Факторный анализ (метод главных компонент) применен с целью нахождения объективных особенностей химического состава гранатов, по которым можно было бы их разделить на группы, отражающие условия образования. Под последними понимается степень метаморфизма, т. е. фациальная принадлежность внутри изохимических рядов пород, либо химический состав гранатосодержащих пород (в изофизических условиях). Анализировать суммарное воздействие интенсивных и экстенсивных параметров равновесия на состав гранатов пока не представляется возможным.

Учитывая то, что петрохимические группы I и II объединяют метапелиты в общем с малыми колебаниями их химического состава (особенно I группы), а также преимущественного влияния степени метаморфизма на состав гранатов по сравнению с химическим составом вмещающей породы, была предпринята попытка провести факторный анализ для этих групп.

Одна из основных задач, которая была поставлена перед факторным анализом, состояла в объективной оценке эффективности фациального анализа (по критическим минеральным парагенезисам), на основании которого была оценена принадлежность того или иного граната к метаморфической фации или субфации.

Другая задача — выделение главных при-

ТАБЛИЦА 26

Коэффициент корреляции между содержаниями главных элементов в биотите и K_D ($n=54$, $r \geq 0,22$)

Компонент	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	K_D
Si		0,38	-0,26	-0,27	-0,40	0,57	-0,47	-0,24
Ti			-0,38	—	-0,51	0,46	—	-0,53
Al				—	0,36	-0,38	—	0,30
Fe ³⁺					-0,61	—	0,43	—
Fe ²⁺						-0,60	—	0,52
Mg							—	-0,27
Ca								—
K_D								—

знаков, по которым объективно были выделены дискретные группы (поля в координатах), отвечающие определенным фациальным и парагенетическим характеристикам гранатов. Сущность методов главных компонент изложена в литературе (Лоули, Максуэлл, 1967) и здесь не приводится.

После проведенного факторного анализа по общей выборке мы не получили ясной картины разделения на петрохимические группы. Более того, анализы гранатов различных групп почти полностью перекрываются, что хорошо согласуется с высказанными ранее соображениями.

Для изучения возможности разделения гранатов по фациям проведен факторный анализ граната вместе с биотитом. С этой целью из группы I выбраны анализированные пары гранат — биотит с ограниченным количеством переменных: $MgO^{Гр}$, $MgO^{Би}$, $FeO^{Гр}$, $FeO^{Би}$, $TiO_2^{Би}$ и K_D , т. е. оказывающие наибольшее влияние на K_D .

Кратко рассмотрим некоторые особенности химического состава сосуществующих биотитов из I группы (54 анализа). Достаточно показательны результаты корреляционного анализа для биотита (табл. 26). Так, Fe^{2+} — Fe^{3+} имеют большой отрицательный коэффициент корреляции, что свидетельствует о значительном переопределении Fe_2O_3 за счет FeO . По корреляциям с K_D видна определенная зависимость компонентов от степени метаморфизма: Mg^{2+} , Ti^{4+} , Si^{4+} и Fe^{3+} связаны с K_D отрицательно, т. е. их содержание увеличивается в биотитах с ростом

температуры, а содержание Al^{3+} , Fe^{2+} уменьшается. Таким образом, в шестерной координации низкотемпературных биотитов, по сравнению с высокотемпературными, значительная роль принадлежит Fe^{2+} и, возможно, Al_{VI} , подавлена роль Mg , Ti , возможно, Fe^{3+} , а в четверной координации значительная роль принадлежит Al по сравнению с Si . Высокотемпературные биотиты, напротив, по сравнению с низкотемпературными содержат больше Mg , Ti , Fe^{3+} и меньше Fe^{2+} , возможно, Al_{VI} в шестерной координации; больше Si и меньше Al в четверной координации. На основании этого мы можем представить следующие модели биотитов из метapelитов для разных степеней метаморфизма: для низкотемпературных биотитов — $K(Fe_{Mg}, Ti, Fe^{3+} Al_{VI})_VI (Al_{IV})_{IV}$; для высокотемпературных — $K(Mg, Ti, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Al_{VI})_VI \times (SiAl_{IV})_{IV}$.

Не совсем определена роль Al_{VI} в этих биотитах. Возможно, он примерно постоянен в низко- и высокотемпературных биотитах, так как при общем снижении содержания Al при росте температуры сопровождается уменьшением содержания Al_{IV} . Возвращаясь к результатам факторного анализа для гранат-биотитовых пар, отмечаем, что по первому фактору было выделено 75,58% дисперсии, по второму — 15,06%. В сумме это составит 90,64%.

$$f_1 = 0,77TiO_2^{Би} - 0,82FeO^{Би} + 0,77MgO^{Би} - 0,85FeO^{Гр} + 0,96MgO^{Гр} - 0,68K_D; (20)$$

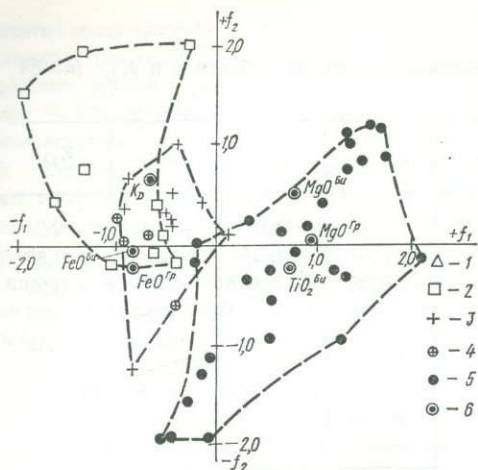


Рис. 54. Факторная диаграмма (f_1 и f_2 ; $n = 54$) для гранатов и биотитов группы I. Гранаты из фаций: 1 — 1.3; 2 — 2.1—2.2; 3 — 3.1; 4 — 3.1a; 5 — 4.1; 6 — координаты окислов, имеющих значимые факторные нагрузки

$$f_2 = 0,51MgO^{Би} - 0,24TiO_2^{Би} + 0,66K_D - 0,20FeO^{Гр}. \quad (21)$$

Для первого фактора по всем переменным получены нагрузки значимые. По второму — значимую нагрузку имеет только K_D . По оси абсцисс пройдет первый фактор, по оси ординат — второй фактор. Следует отметить, что наибольшее влияние на формирование ординаты с отрицательными значениями имеет $TiO_2^{Би}$. На рис. 54 наблюдается довольно четкое разделение гранатов по фациям, за исключением эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, которые имеют небольшое перекрытие. Промежуточная фация 3.1a полностью ложится в поле амфиболитовой, что согласуется с ранее высказанными выводами. Наиболее информативным фактором для разделения на фации является f_1 , который имеет наибольшие факторные нагрузки на MgO и FeO в гранате и биотите, что собственно и подтверждает ведущую роль этих окислов при фациальном разделении. Поля фаций расположились по диагонали, что обусловлено K_D , а также TiO_2 биотита. Наиболее важный результат этого факторного анализа состоит в разделении полей амфиболитовой и гранулитовой фаций практически без перекрытий.

В предыдущем исследовании мы заведомо использовали анализы, которые четко делят-

ся на фации, даже усилили их сосуществующим минералом (биотитом), который непосредственно, как и гранат, несет информацию об условиях образования. Каким же образом будут распределяться гранаты без исключения влияния других переменных, и какие другие окислы, кроме ранее отмеченных, будут иметь значимые факторные нагрузки? Для ответа на эти вопросы была выбрана матрица с анализами гранатов I и II групп. По первому фактору выделилось 37,25% суммарной дисперсии, второму — 28,44 и третьему — 21,44, что в сумме составляет 87,1%.

Факторы имеют следующий вид:

$$f_1 = 0,90FeO - 0,70Fe_2O_3 - 0,66MgO; \quad (22)$$

$$f_2 = 0,81Al_2O_3; \quad (23)$$

$$f_3 = 0,78CaO - 0,71MnO. \quad (24)$$

Рассмотрев эти факторы, мы пришли к выводу, что наиболее информативными являются f_1 и f_3 факторы, так как содержание Al_2O_3 , как правило, не имеет большого колебания

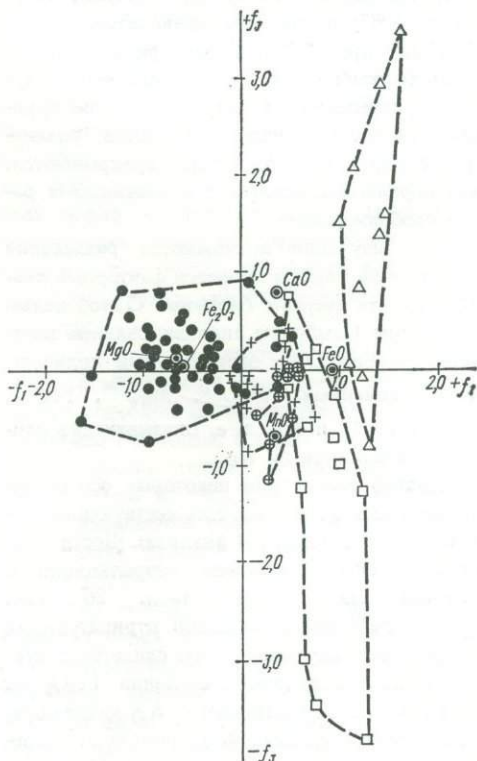


Рис. 55. Факторная диаграмма (f_1 и f_2 ; $n = 99$) для гранатов групп I и II.

Условные обозначения см. на рис. 54

внутри фаций. Заведомо предполагая, что MnO и CaO каким-то образом влияет на PT -условия, мы остановились на третьем факторе. На рис. 55 в координатах этих факторов мы наблюдаем разделение общей выборки на фации. Так, для гранулитовой фации характерны отрицательные факторные значения MgO , т. е. на отделение гранулитовой фации наибольшее влияние оказывает MgO и, судя по форме поля гранулитовой фации, не влияет или почти не влияет CaO и MnO . Такая же примерно картина и для амфиболитовой фации, но уже большее влияние по первому фактору оказывает FeO , благодаря чему поле амфиболитовой фации располагается в начале координат факторов. На эпидот-амфиболитовую фацию, по сравнению с амфиболитовой, оказывает большее влияние FeO и MnO , в меньшей мере CaO . На зеленосланцевую фацию оказывает влияние FeO и CaO , но уже в меньшей мере; почти не оказывает влияние MnO .

Кроме факторных анализов, проведенных по определенным выборкам, были проведены анализы для каждой петрохимической группы, по которым получено довольно четкое разделение по фациям. Здесь также наиболее информативный фактор формировали MgO и FeO . Следует остановиться на результатах факторного анализа для II группы. Согласно расположению этой группы на диаграмме (рис. 52), ее средней компонентный состав лежит между полями амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. И действительно, II группа представлена зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями.

Ранее мы смогли почти освободиться от перекрытий амфиболитовой и гранулитовой фаций (рис. 54). В этом случае главную роль сыграло K_2O и TiO_2 биотита. Но разделение амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций было не особенно четким. Вместе с тем согласно 2-му варианту факторного анализа на рис. 55 разделение зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций по оси ординат выражено лучше, чем по оси абсцисс. По оси ординат отложены значения CaO и MnO . Максимальные факторные нагрузки по MnO и CaO во II группе выделяет первый фактор, в то время как главную роль в формировании этого фактора играют MgO и FeO . Тем не менее участие MnO и CaO совместно с FeO и

MgO — главными индикаторами степени метаморфизма в формировании первого фактора — представляет известный интерес и послужило большей чувствительности при разделении на фации. По первому фактору было выделено 39,77% суммарной дисперсии, по второму — 24,6, по третьему — 22,35%.

$$f_1 = 0,69MnO + 0,85MgO - 0,61CaO - 0,85FeO; \quad (25)$$

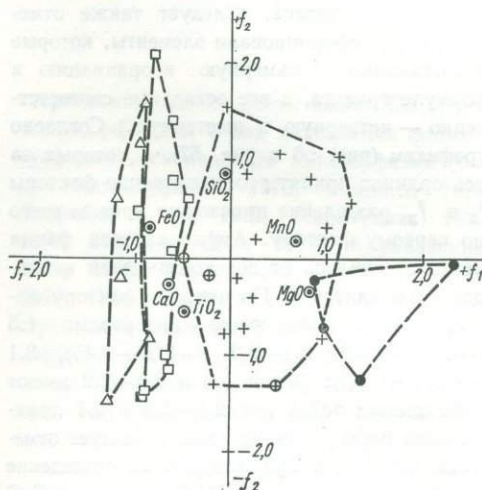


Рис. 56. Факторная диаграмма (f_1 и f_2 ; $n = 37$) для гранатов группы I.

Условные обозначения см. на рис. 54

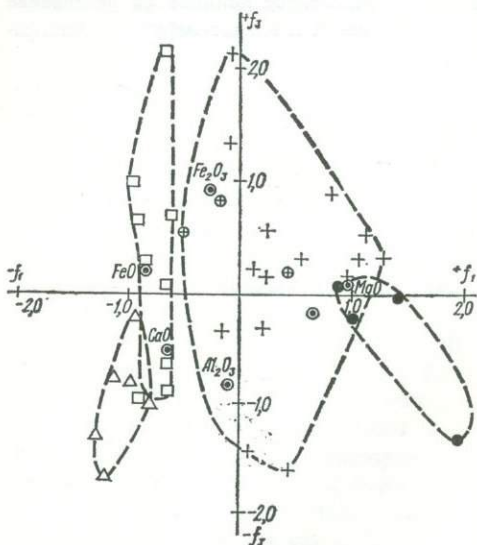


Рис. 57. Факторная диаграмма (f_1 и f_3 ; $n = 37$) для гранатов группы I.

Условные обозначения см. на рис. 54

$$f_2 = 0,86\text{SiO}_2 - 0,56\text{TiO}_2; \quad (26)$$

$$f_3 = 0,70\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,67\text{Al}_2\text{O}_3. \quad (27)$$

Наибольший интерес представляют комбинации f_1 и f_2 , f_3 и f_1 , так как они могут дать ответ прежде всего на вопрос о распределении химических анализов по фациям, а также — о роли MnO и CaO в низкотемпературных фациях. Попутно можно было бы определить степень влияния кремнезема, глинозема и титана. (Следует также отметить, что f_1 сформировали элементы, которые представляют восьмерную координацию в формуле граната, а все остальные соответственно — четверную и шестерную.) Согласно графикам (рис. 56 и рис. 57), в которых за ось ординат приняты соответственно факторы f_2 и f_3 , разделение произошло прежде всего по первому фактору. Амфиболитовая фация четко отделилась от зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой. По первому фактору фации имеют следующие интервалы: 1.3 (—1,30—0,80), 2.1—2.2 (—1,00—0,45), 3.1 (—0,5, +1,31); фации 1.3 и 2.1—2.2 имеют перекрытия, тогда как 2.1—2.2 и 3.1 практически перекрытия не имеют. Следует отметить, что SiO₂ и TiO₂ влияния на разделение не оказали, тогда как Al₂O₃ вместе с CaO сгруппировал зеленосланцевую фацию в довольно определенной области и тем самым оказал определенное влияние на разделение зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Резюмируя проведенную работу по факторному анализу, можно отметить прежде всего известную надежность данного метода при разделении химических анализов гранатов по степеням метаморфизма. Результаты факторного анализа по гранатам I и II петрохимических групп подтверждают данные фациального анализа по минеральным парагенезисам и дают возможность уточнять их. Следует подчеркнуть, что главными компонентами, влияющими на фациальную принадлежность гранатов метапелитов, являются Mg и Fe (т. е. железистость гранатов), хотя по этим признакам для различных фаций имеет место частичное перекрытие. Для устранения перекрытия между амфиболитовой и гранулитовой фациями следует ввести дополнительный признак K_D , а также учитывать состав биотита и прежде всего MgO, FeO и TiO₂ (так как титан связан отрицательной корреляционной зависимостью с K_D , т. е. уменьшает его). При разделении амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций главная роль принадлежит, после FeO и MgO, CaO и MnO при максимальных нагрузках на первый фактор. Если эти компоненты формируют второй фактор, тогда наблюдается разделение зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, т. е. эти фации отличаются, кроме более низкой магнезиальности, повышенной марганцовистостью (2.1) и кальциевостью (1.3). Гранаты промежуточной фации (3.1a) попадают преимущественно в поле амфиболитовой фации.

ГЛАВА XI. АНАЛИЗ
МИНЕРАЛЬНЫХ
РАВНОВЕСИЙ
В ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Наличие и состав граната в метаморфической породе, как известно, обуславливаются двумя факторами — ее валовым химическим составом и внешними условиями. К последним относятся температура, общее давление и парциальные давления газов во флюиде (H_2O , CO_2 , O_2 и др.).

Минеральные равновесия в метапелитах (I и II группы) имеют наибольшее значение для установления условий метаморфизма. Следующей важной группой являются железистые породы бедные СаО.

Кроме того, рассмотрены минеральные равновесия в породах богатых СаО, которые включают метабазиты (с плагиоклазом) и железистые породы богатые СаО. Минеральные равновесия этих двух групп, как правило, довольно отчетливо различаются, так как метабазиты обогащены Na_2O и среднежелезисты, а железистые породы почти стерильны в отношении Na_2O и высокожелезисты.

Отдельные изохимические ряды составляют карбонатные породы, содержащие изредка гроссуляр, и известково-силикатные породы с гроссуляр-андрадитовым гранатом. Эти высококальциевые породы пользуются небольшим распространением на Украинском щите.

**МИНЕРАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ
В МЕТАПЕЛИТАХ (I И II ГРУППЫ)**

Эта большая группа пород является наиболее важной для установления условий метаморфизма, поскольку ее отличают многоминеральные парагенезисы, в которых состав минералов чутко реагирует на изменение внешних условий. К тому же метапелиты довольно широко распространены.

Зависимость парагенезисов метапелитов от условий метаморфизма хорошо исследована

теоретически и экспериментально. По критическим реакциям в них выделяются фации и субфации регионального метаморфизма (Фации метаморфизма, 1970; Фации..., 1974; Добрецов и др., 1972; Маракушев, 1965, 1973; Перчук, 1970, 1973; Кориковский, 1969, 1970; Коржинский, 1957; Винклер, 1969; Thompson, 1976). По наиболее распространенной схеме фации регионального метаморфизма умеренных давлений подразделяются на зеленосланцевую, эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую и гранулитовую (Фации метаморфизма, 1970).

Для зеленосланцевой фации в метапелитах характерны парагенезисы с хлоритом и хлоритоидом, причем альмандиновый гранат является лишь в самой высокотемпературной субфации. Для эпидот-амфиболитовой фации характерны ставролит и андалузит, реже дистен, и лишь в высокотемпературной части фации отмечается силлиманит. Среди парагенезисов метапелитов амфиболитовой фации индикаторными являются $Сил + Би + КПШ + Кв + Гр + Сил + Би + КПШ + Кв + Кор$, а ассоциация $Гр + Кор + КПШ + Кв$ появляется лишь в высокотемпературной части фации. Для гнейсов гранулитовой фации характерны парагенезисы $Гр + Кор + КПШ + Кв + Сил$, $Гр + Сил + КПШ + Кв$, $Гр + Гип + КПШ + Кв$, относительно редок $Гр + Гип + Кор + КПШ + Кв$. Почти во всех гнейсах амфиболитовой и гранулитовой фаций присутствует плагиоклаз. Некоторые парагенезисы ($Гр + Кор + КПШ + Кв \pm Сил$, $Гр + Сил + Би + КПШ + Кв$) являются сквозными и отмечаются как в гнейсах гранулитовой, так и высокотемпературной части амфиболитовой фации. В то же время известно, что в одинаковых парагенезисах минералы

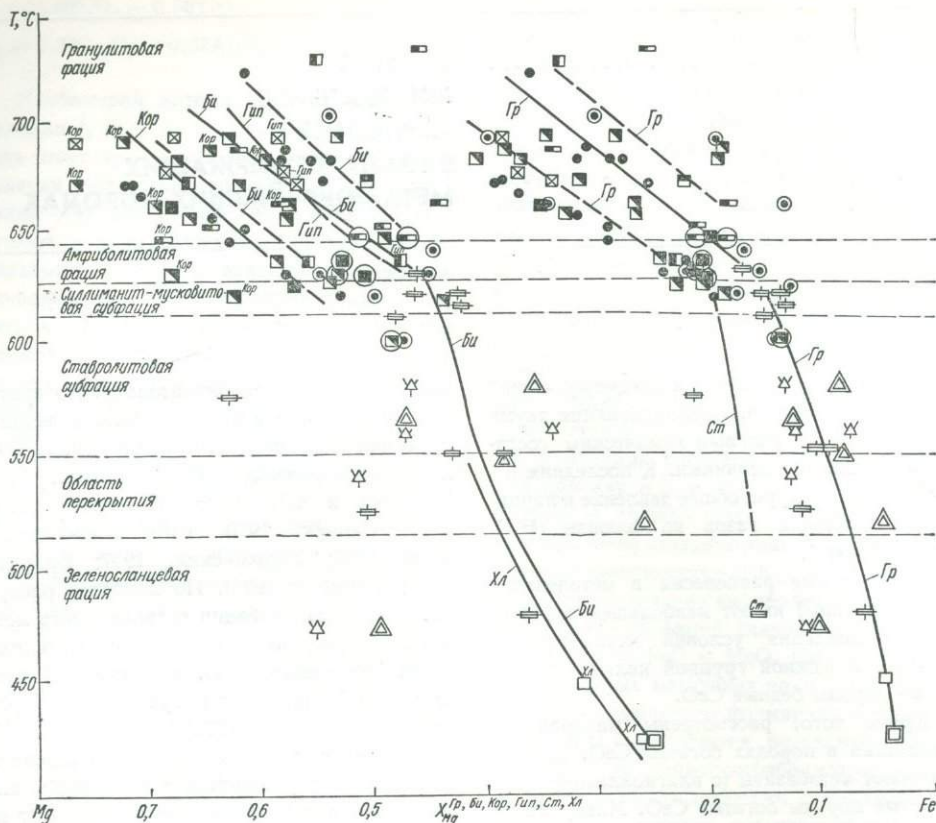


Рис. 58. $T-X$ -диаграмма для метапелитов Украинского щита.

Температура определена по гранат-биотитовому геотермометру Л. Л. Перчука (1970). Линиями показано изменение состава магнезиально-железистых минералов (граната, биотита, хлорита, ставролита, кордиерита, гиперстена) с температурой. Условные обозначения см. на рис. 3

гранулитовой фации более магнезиальны, чем амфиболитовой.

Важные закономерности изменения состава гранатов и сосуществующих с ним минералов можно проследить на диаграмме $T-X$, где T определена по методам Л. Л. Перчука (1970) или А. Томпсона (Thompson, 1976), а X — по соотношению Mg и Fe в минералах (рис. 58, 59). Основные закономерности прослеживаются вполне определенно, особенно в низко- и среднетемпературной области, в то время как в высокотемпературной части диаграммы кривые выполаживаются, влияние температуры на состав минералов сильно возрастает и наблюдаются значительные области температурного перекрытия для пород разных фаций и субфаций. Особенно это заметно при использовании геотермометра Л. Л. Перчука (рис. 58).

Прежде всего наблюдается плавное увеличение магнезиальности минералов с ростом температуры. Резкий изгиб имеет место при T выше эпидот-амфиболитовой фации. Проследим изменение парагенезисов и состава минералов с ростом температуры, предположив, что $P_{\text{общ}} \approx \text{const} \approx 5 \cdot 10^8$ Па (Белевцев, 1975).

Минеральные равновесия зеленосланцевой фации

Зеленосланцевая фация выделена в области температур от 420 до 550° С, где наблюдается ведущий парагенезис $\text{Гр} + \text{Хл} + \text{Му} + \text{Кв} \pm \text{Би}$. Интервал 520—550° С отвечает перекрытию с эпидот-амфиболитовой фацией. Гранат-хлоритовидные ассоциации на Украинском щите практически не встречаются.

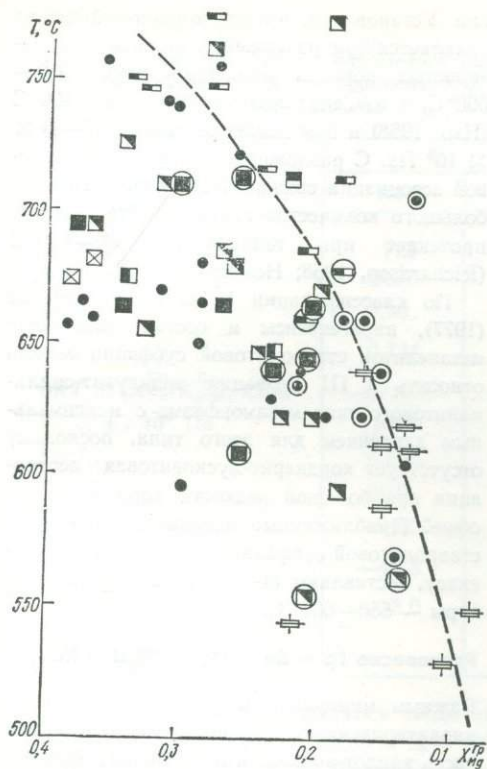


Рис. 59. ТХ-диаграмма гранатов метапелитов Украинского щита.
Температура определена по гранат-биотитовому геотермометру А. Томпсона (1976).
Условные обозначения см. на рис. 3

F_{Gr} в зеленосланцевой фации изменяется от 96—98 до 90—93, $F_{Би}$ от 75 до 60—63, $F_{Хл}$ от 72—73 до 60—62. При температуре 510—550° С $Gr + Хл + Му$ ассоциации сменяются $Gr + Ст + Анд + Би + Му$. Здесь возможна целая серия пограничных реакций: $Хлд + Кв = Ст + Gr + Хл + H_2O$; $Хл + Gr + Му = Ст + Би + Кв + H_2O$ (Кориковский, 1969); $Хл + Му = Ст + Би + Кв$; $Хлд + Анд (Сил) = Ст + Кв + H_2O$ (Hoschek, 1969). В метапелитах Криворожья вероятна реакция $Хл_{60-65} + Gr_{93} + Му = Ст_{84} + Би_{64} + Кв + H_2O$. Возможны также сопряженные реакции с образованием андалузита: $Хл + Му = Ст + Анд + Би + Кв + H_2O$; $Хл + Му = Gr + Би + Анд + Кв + H_2O$; $Пирф = Анд + Кв + H_2O$.

Некоторые из упомянутых реакций исследованы экспериментально. При умеренных $P_{общ} \approx P_{H_2O} \approx 5 \cdot 10^8$ Па разложение пиро-

филлита на $Кв + Анд + H_2O$ происходит при $T = 510-520^\circ C$ (Винклер, 1969). Верхняя граница устойчивости хлорита и хлоритоида достигает 550° С (Hoschek, 1969).

Минеральные равновесия эпидот-амфиболитовой фации

Ставролит-андалузитовая субфация характеризуется довольно значительным температурным интервалом (от 510—550 до 600—610° С, по геотермометру Л. Л. Перчука). В пределах этого интервала уменьшается железистость минералов: граната до 86, ставролита до 81 и биотита до 58 (рис. 58).

Выше 600—610° С в метапелитах почти одновременно протекают несколько сопряженных метаморфических реакций: исчезают ставролит, андалузит и появляется $Сил + Му$ ассоциация, которая, однако, устойчива в очень небольшом температурном интервале, поскольку значительно шире, чем $Сил + Му$, распространен парагенезис $Сил + Му + КПШ + Кв$. Последний устойчив в небольшом температурном интервале (610—630° С, по геотермометру Л. Л. Перчука). Этот интервал определяется содержанием Na_2O в системе, что было показано А. А. Маркушевым (1965). Самые высокотемпературные мусковиты более калиевые и ассоциируют с более основным плагиоклазом. Реакции $Кв + Ст \rightleftharpoons Fe-Кор + Сил + H_2O$ и $Кв + Ст \rightleftharpoons Алм + Сил + H_2O$ были исследованы С. Ричардсоном (Richardson, 1968), а реакция $Ст_{80} + Му + Кв \rightleftharpoons Би + Al_2SiO_5 + H_2O - Г$. Хошеком (Hoschek, 1969).

Равновесие последней реакции осуществлялось при $P_{H_2O} = (4-5) \cdot 10^8$ Па и $T = 660-670^\circ C$. Возможна также реакция $Хл + Му + Ст = Би + Кв + H_2O$ (Hoschek, 1969). Реакция $Му + Кв = Сил + КПШ + H_2O$ протекает при $P_{H_2O} = (4-5) \cdot 10^8$ Па и $T = 660-690^\circ C$ (Evans, 1965). Разложение парагонита в присутствии кварца на Al_2SiO_5 , альбит и воду протекает при температуре на 100° С ниже, чем калиевого мусковита, т. е. разложение мусковита с 10% парагонита произойдет при температуре на 10—15° ниже, чем чисто калиевых.

Мусковит в глиноземистых гнейсах исчезает при $T > 630^\circ C$ (по геотермометру Л. Л. Перчука). В то же время имеется несколько образцов из амфиболитовой и даже

гранулитовой фации (гранат-кордиерит-калцишпатовые гнейсы по рекам Черный Ташлык и Гнилой Еланец), в которых определена температура 620—630°С. Таким образом, существует перекрытие температур не только эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, но даже гранулитовой и эпидот-амфиболитовой.

Железистость минералов в силлиманит-мусковитовых гнейсах изменяется в небольших пределах: $F_{Гр} = 86-83$, $F_{Би} = 56-54$.

Гранат-кордиеритовые ассоциации в эпидот-амфиболитовой фации наблюдаются редко и только в безмусковитовых метапелитах (Кориковский, 1970). В силлиманит-мусковитовой зоне отмечаются первые мигматиты (вениты) по метапелитовым гнейсам — результат образования в последних анатектических расплавов. По экспериментальным данным эти расплавы образуются при $P_{общ} = P_{H_2O} = (4-5) \cdot 10^8$ Па и $T = 640-660^\circ$ С.

В эпидот-амфиболитовой фации щита кордиерит практически отсутствует, что свидетельствует о повышенном давлении для андалузит-силлиманитового типа метаморфизма. Это давление приближалось к тройной точке, так как наряду с преобладающим андалузитом в высокоглиноземистых сланцах щита отмечается изредка и кианит (Петрография..., 1956). По Томпсону (Thompson, 1976), это давление было выше $(4-4,5) \cdot 10^8$ Па.

Одной из наиболее остро дискуссионных проблем в настоящее время является условие равновесия полиморфного перехода Анд \rightleftharpoons Сил. Существует много экспериментальных исследований, по которым оно устанавливалось (Althaus, 1967; Richardson a. o., 1969; Newton, 1966; Holdaway, 1971) (рис. 66). Реакция $Му + Кв = Сил + Орт + H_2O$ (Evans, 1965; Chatterjee, Johannes, 1972) пересекает линию Анд — Сил равновесия при $2,3 \cdot 10^8$ Па и 620° С, по Холдвою, $3 \cdot 10^8$ Па и 635° С, по Ньютоу, при $4,35 \times 10^8$ Па и 670° С, по Ричардсону и другим, и при $3,4 \cdot 10^8$ Па и 650° С, по Альтхаусу. Таким образом, оценки условий равновесия разнятся по давлению $((2,3-4,3) \cdot 10^8$ Па) и температуре ($610-670^\circ$ С).

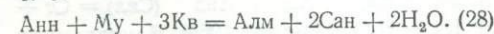
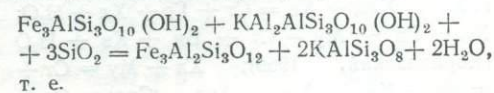
Следует отметить исследования по алмандиновым, спессартиновым и спессартин-алмандиновым гранатам (Dahl, 1968; Hsu, 1968; Weisbrod, 1973), область устойчивости которых отвечает эпидот-амфиболитовой фа-

ции. Установлено, что алмандиновый гранат появляется при разложении хлорита в глиноземистых породах при температуре 550—600°С, а спессартиновый — при 400°С (Hsu, 1968) и при давлении менее $(3,5-4) \times 10^8$ Па. С разложением ставролит-кварцевой ассоциации связано появление в гнейсах большого количества гранатов. Эта реакция протекает при температуре 630—690°С (Richardson, 1968; Hoeschek, 1969).

По классификации К. Б. Кепежинскаса (1977), парагенезисы и состав минералов метапелитов ставролитовой субфации можно относить к III субфации андалузит-силлиманитового типа метаморфизма с максимальным давлением для этого типа, поскольку отсутствует кордиерит-мусковитовая ассоциация при большой редкости кордиерита вообще. Приближенные оценки давления для ставролитовой субфации, по К. Б. Кепежинскасу, составляют $(4-5) \cdot 10^8$ Па, а температуры — 550—600°С.

Равновесие Гр + Би + Му + КПШ + Кв

Важным минеральным равновесием, обычно характеризующим высокотемпературную часть эпидот-амфиболитовой фации, является Гр + Би + Му + КПШ + Кв. Его в системе $FeO - MnO - Al_2O_3 - K_2O - SiO_2 - H_2O$ изучил экспериментально О. Даль (Dahl, 1968). Рассмотрим на примере этого равновесия некоторые особенности реакций дегидратации с участием граната. Цель исследования состоит в нахождении PT -условий равновесия в железистой системе ($FeO - Al_2O_3 - K_2O - SiO_2 - H_2O$), в которой алмадин, аннит, мусковит, санидин, кварц и вода связаны следующей реакцией:



ΔV_s реакции = $-3,0$ Дж/ 10^5 Па/моль, а поскольку эксперименты проводились при $P_{H_2O} = 3 \cdot 10^5$ Па, то приращение свободной энергии реакции (ΔZ_p^0) при изменении давления от $1 \cdot 10^5$ Па до $3 \cdot 10^8$ Па равно: $\Delta Z_{3 \cdot 10^8}^0 = -9037$ Дж/моль.

Из экспериментальных данных известны значения $X_{Fe}^{Би}$, $X_{Fe}^{Гр}$ и условия реакции $P_{общ} = P_{H_2O} = 3 \cdot 10^5$ Па и $T = 500, 550,$

ТАБЛИЦА 27

Расчет термодинамических параметров равновесия реакции $\text{Анн} + \text{Му} + 3\text{Кв} = \text{Алм} + 2\text{Сан} + 2\text{Н}_2\text{О}$ (28) из экспериментов О. Даля (Dahl, 1968) ($\Delta V_S = -0,72 \text{ Дж}/10^5 \text{ Па}/\text{моль}$, $P_{\text{общ}} = P_{\text{Н}_2\text{О}} = 3 \cdot 10^8 \text{ Па}$)

Параметры	Температура, °С				
	500	550	600	650	680
$T, \text{ К}$	773	823	873	923	953
$2,303 RT$	3537	3766	3995	4223,5	4361
$X_{\text{Fe}}^{\text{Бн}}$	0,90	0,91	0,925	0,935	0,94
$X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}}$	0,144	0,231	0,362	0,561	0,718
$3RT \ln (X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}}/X_{\text{Fe}}^{\text{Бн}}), \text{ кДж}$	-37,400	-30,100	-13,750	-13,300	-7,880
$f_{\text{Н}_2\text{О}}, n \cdot 10^5 \text{ Па}$	1074	1319	1536	1741	1854
$2 \lg f_{\text{Н}_2\text{О}}$	6,063	6,241	6,372	6,483	6,537
$2RT \ln f_{\text{Н}_2\text{О}}, \text{ кДж}$	90,0	98,3	106,8	114,3	119,0
$\Delta Z_3 \cdot 10^8 \text{ Па}, \text{ кДж}$	-9,037	-9,037	-9,037	-9,037	-9,037
$\Delta Z_T^0(28), \text{ Дж}$	-43,3	-59,3	-75,5	-92,1	-102,4
$\Delta Z_T^0(28), \text{ Дж (по)}$	-43,0	-59,5	-76,0	-92,3	-102,4
$\Delta S_T(\text{cp}) = 332 \text{ Дж}/\text{К}$					

600, 650 и 680° С. По имеющимся табличным данным (Перчук, 1973; Карпов и др., 1968; Мельник, 1972) определим фугитивность воды ($f_{\text{Н}_2\text{О}}$), свободную энергию, энтропию и энтальпию реакции (28) при этих условиях по формуле:

$$\Delta Z_T^0 = -\Delta Z_P^0 - 2RT \ln f_{\text{Н}_2\text{О}} - RT \ln K_{\text{Fe}}, \quad (29)$$

где $K_{\text{Fe}} = (X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}})^3 \cdot (X_{\text{Fe}}^{\text{Бн}})^{-3}$.

Кроме того:

$$\Delta Z_{T_1}^0 - \Delta Z_{T_2}^0 = -\Delta S(T_1 - T_2); \quad (30)$$

$$\Delta H_T^0 = \Delta Z_T^0 + \Delta S_T \cdot T. \quad (31)$$

Если $RT \ln f_{\text{Н}_2\text{О}}$ взять из справочника (Карпов и др., 1968), а K_{Fe} определить из эксперимента (Dahl, 1968), исходя из идеальности Mg — Fe твердых растворов граната и биотита, то можно из формулы (29) или (30) определить $\Delta Z_T^0(28)$, $\Delta S_T^0(28)$ и $\Delta H_T^0(28)$ (табл. 27, рис. 60). $\Delta S_T^0(28)$ по формуле (30) составляет в среднем +332 Дж/К, а $\Delta H_T(28)$ по (31) равно в среднем +212,19 кДж/моль.

По этим данным вычислены условия равновесия реакции (28): при температуре 600—650° С $P_{\text{Н}_2\text{О}} = P_{\text{общ}} = (0,21-0,55) \cdot 10^8 \text{ Па}$

и лишь при $T = 750^\circ \text{ С}$ давление воды поднимается до $(1,6-4,2) \cdot 10^8 \text{ Па}$ (табл. 28, рис. 61). При максимальной температуре эпидот-амфиболитовой фации 630—640° С и $P_{\text{общ}} = (4-5) \cdot 10^8 \text{ Па}$ при небольшом содержании Мп в гранате $P_{\text{Н}_2\text{О}}$ составит по равновесию (28) $(1-1,4) \cdot 10^8 \text{ Па}$. Магнезильная реакция пройдет в изобарических условиях при более высокой температуре или

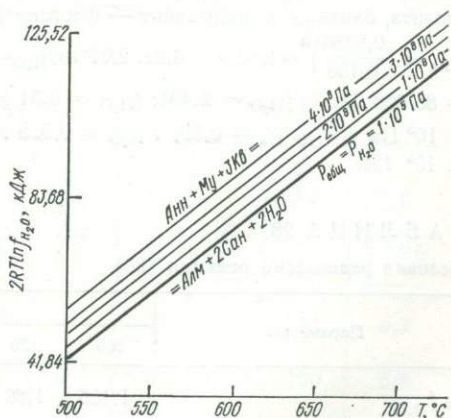


Рис. 60. Зависимость свободной энергии ($2RT \ln f_{\text{Н}_2\text{О}}$) реакции $\text{Анн} + \text{Му} + 3\text{Кв} = \text{Алм} + 2\text{Сан} + 2\text{Н}_2\text{О}$, от T и $P_{\text{общ}}$, по экспериментальным данным Даля (Dahl, 1968)

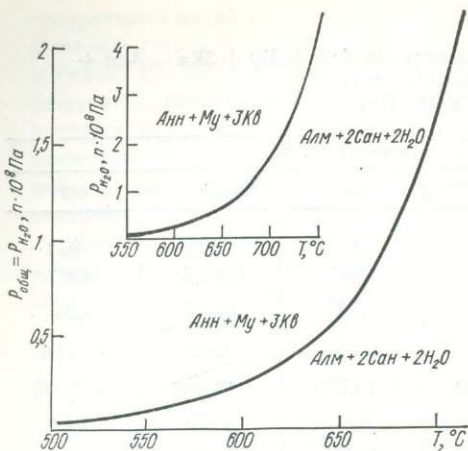


Рис. 61. Условия равновесия реакции $\text{Ann} + \text{Му} + 3\text{Кв} = \text{Алм} + 2\text{Сан} + 2\text{Н}_2\text{О}$, по экспериментальным данным Даля (Dahl, 1968)

в изотермических условиях — при более низком давлении: $\text{Фл} + \text{Му} + 3\text{Кв} = \text{Пир} + 2\text{Сан} + 2\text{Н}_2\text{О}$.

Давление воды ($P_{\text{H}_2\text{O}}$) в метapelитах по равновесию реакции (28) при $T = 630\text{—}640^\circ\text{C}$ и $P_{\text{общ}} = (4\text{—}5) \cdot 10^8$ Па можно определить по формуле

$$2RT \ln f_{\text{H}_2\text{O}} = -\Delta Z_T^0 - \Delta Z_P^0 - RT \ln K_{\text{Fe}}. \quad (32)$$

Например, в гнейсе из Криворожско-Кременчугской зоны (Прил., табл. 1, ан. 13) $X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}} = 0,8385$, а $X_{\text{Fe}}^{\text{Би}} = 0,456$ (предположив состав биотита, близкий к ряду аннит — флогопит), $K_{\text{Fe}} = \left(\frac{0,8385}{0,456}\right)^3 = 1,839^3 = 6,22$. $2RT \ln f_{\text{H}_2\text{O}} = 86\,608$ Дж; $\lg f_{\text{H}_2\text{O}} = 2,491$; $f_{\text{H}_2\text{O}} = 0,31 \times 10^5$ Па $\frac{900\text{K}}{4,5 \cdot 10^8}$ Па = 0,59; $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,525 \times 10^5$ Па.

Т А Б Л И Ц А 28

Условия равновесия реакции (28)

Параметры	Температура, °C							
	500	550	600	650	670	700	730	750
$\ln f_{\text{H}_2\text{O}}$	1,455	1,89	2,29	2,66	2,90	3,0374	3,288	3,4806
$f_{\text{H}_2\text{O}}, \text{Па} \cdot 10^5$	28	78	196	480	785	1090	1943	3024
$P_{\text{H}_2\text{O}}, \text{Па} \cdot 10^5$	30	81	215	550	1060	1600	2900	4200
$RT \ln f_{\text{H}_2\text{O}}, \text{кДж}$	21,6	30,15	37,7	46,9	52,8	56,5	63,2	68,2

Приведенный расчет $P_{\text{H}_2\text{O}}$ по равновесию $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Му} + \text{КПШ} + \text{Кв}$ весьма приблизительный, поскольку активность аннита в биотите рассчитана по приближенной модели аннитового компонента в биотите (Thompson, 1976). Проведенные расчеты равновесия (28) при условии корректности эксперимента свидетельствуют либо о более высокой температуре в силлиманит-мусковитовой субфации УЩ (около 700°C), либо об очень низком $P_{\text{H}_2\text{O}}$ (примерно $(0,5\text{—}1,0) \cdot 10^8$ Па).

Минеральные равновесия амфиболитовой и гранулитовой фаций

Температурный интервал амфиболитовой фации, по геотермометрам Л. Л. Перчука и А. Томпсона, составляет $620\text{—}660^\circ\text{C}$. В этом интервале широко развиты гранат-биотитовые, гранат-силлиманитовые, кордиерит-силлиманитовые и биотитовые гнейсы, хотя наблюдаются и гранат-кордиерит-силлиманит-калишпатовые гнейсы. Отличительной чертой этих гнейсов является более высокая железистость их минералов, по сравнению с аналогичными парагенезисами гранулитовой фации. Железистость гранатов в парагенезисах амфиболитовой фации изменяется от 78 до 85, что уже обсуждалось выше.

Если переход между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями не был резким и фиксировался лишь в породах определенного состава, то переход между амфиболитовой и гранулитовой фациями еще более постепенен: переходные реакции дивариантны, и их температурный интервал в породах разного химического состава не совпадает.

К таким дивариантным реакциям обычно относят целую серию реакций, связанных с разложением биотита в различных парагенезисах: Би + Кв = Гр + Гип + КПШ + H₂O; Жед + Кв = Гр + Кор + Гип + Пл + H₂O (Маракушев, 1965; Фации метаморфизма, 1970).

Реакция Би + Сил + Кв = Гр + Кор + КПШ + H₂O в породах высокой железистости осуществляется уже в условиях амфиболитовой фации. Шестиминеральная ассоциация Кв + Би + Сил + Гр + Кор + КПШ устойчива в довольно большом интервале температур, охватывающем верхи амфиболитовой и большую часть гранулитовой фации (Фации метаморфизма, 1970). Линия равновесия этой реакции, по мнению многих исследователей, имеет положительный наклон в *PT*-поле (Маракушев, 1965; Thompson, 1976).

Равновесие Гр + Кор + Сил + Кв

В верхней части амфиболитовой и в гранулитовой фациях протекает весьма важная реакция разложения кордиерита на гранат, силлиманит и кварц. Эта реакция уже была рассмотрена в гл. VII. Если принять за основу *PT*-диаграмму равновесия этой реакции, по А. Томпсону (без учета вхождения воды в кордиерит), то для метапелитов УЩ намечаются две линии, по которым меняется давление при росте температуры. Как видно на рис. 62, эти линии близки к изобарам. Линия I—I отвечает изобаре $(6,1-6,4) \cdot 10^8$ Па.

Линия II—II близка к изобаре $5,6 \cdot 10^8$ Па. Линия I—I соответствует условиям метаморфизма в пределах миоэвгеосинклинальных тектонических зон, а линия II—II — миогеосинклинальных зон и форланда (Беловцев, 1975).

Гранат-кордиеритовые парагенезисы без силлиманита на этой диаграмме (рис. 62) характеризуют верхний предел давления и отмечаются большей частью в миогеосинклиналях и форландах ($P = (5,6-6,0) \cdot 10^8$ Па). Положение парагенезиса Гр + Сил + Би + Кв на этой диаграмме определено по Гр-Би геотермометру и X_{Mg}^{Gr} (табл. 29). Эти парагенезисы характеризуют нижний предел давления, который составляет для Орехово-Павлоградской зоны $(6,2-6,5) \cdot 10^8$ Па, а для Среднего Побужья — $(6,5-7,0) \cdot 10^8$ Па.

На основании новых экспериментальных данных установлено влияние P_{H_2O} на равновесие кордиерита как водосодержащего минерала. Уменьшение мольной доли воды во флюиде и, соответственно, в кордиерите снижает равновесное $P_{общ}$. Для равновесия Гр + Кор + Сил + Кв Холдавей и Ли (Holdaway, Lee, 1977) экспериментально определили, что уменьшение отношения $P_{H_2O}/P_{общ}$ на 0,1 снижает $P_{общ}$ примерно на $18 \cdot 10^6$ Па. Определив мольную долю воды (или ее пределы) в метапелитах УЩ по минеральному равновесию Гр + Би + Сил + КПШ + Кв (рис. 62), можно откорректировать $P_{общ}$ по равновесию Гр + Кор + Сил + Кв (табл. 29, рис. 62). Уточненное $P_{общ}$ для пород счита

ТАБЛИЦА 29

Условия метаморфизма парагенезиса Гр + Кор + Сил + Кв

Номер анализа в Приложении	Парагенезис	X_{Mg}^{Gr}	X_{Mg}^{Kor}	$T^{\circ}C$ (Перчук, 1970)	K_D	$lg K_D$	$T^{\circ}C$ (Thompson, 1976)	$P_{общ}$, 10^8 Па (Thompson, 1976)
55 (1)	Сил + Кв + Гр + Кор + Пл + КПШ	0,184	0,576	675	6,02	0,78	743	5,2
56 (1)	Гр + Кор + Би + Сил + КПШ + Пл + Кв	0,209	0,641	655	6,73	0,828	700	5,8
57 (1)	Гр + Кор + Би + Сил + КПШ + Кв	0,212	0,685	640	8,19	0,913	650	6,1
54 (1)	Гр + Кор + Би + Сил + КПШ + Кв	0,301	0,681	720	5,07	0,705	810	5,6

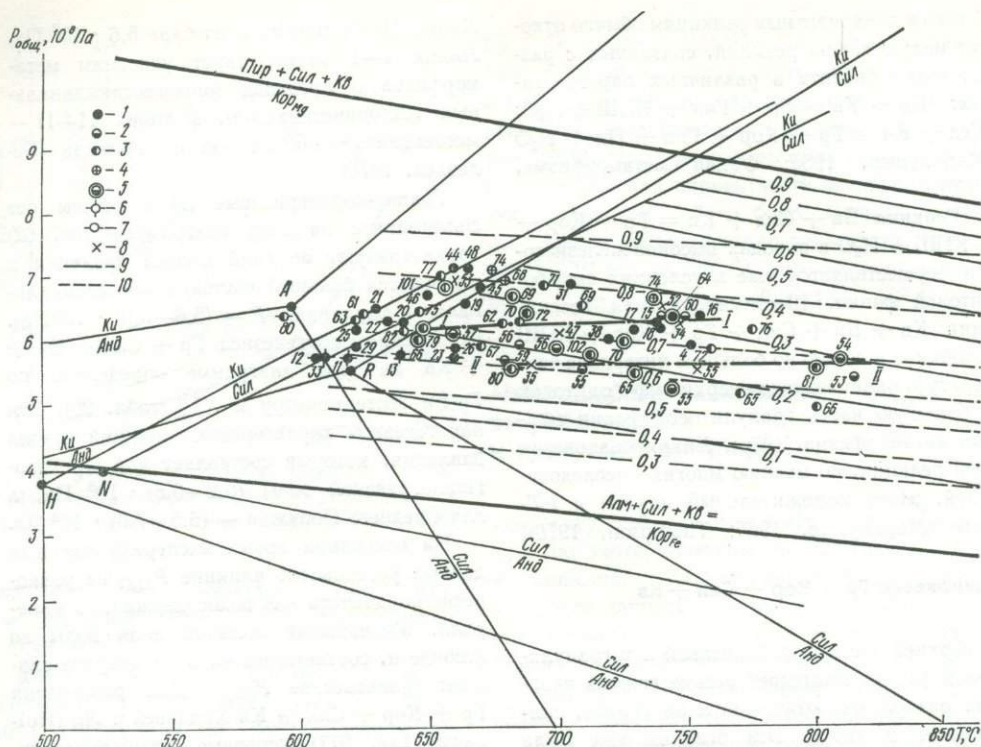


Рис. 62. *PT*-диаграмма гранат-кордиеритового равновесия в породах группы I, основа по А. Томпсону (1976).

Тройные точки и линии моновариантных равновесий силикатов глинозема: А — (Althaus, 1967); R — (Richardson a. o., 1969); N — (Newton, 1966a); H — (Holdaway, 1971). Парагенезисы. Гранулитовая фация (температура определена по Гр—Би равновесию): 1 — Гр + Сил + Кв; 2 — Гр + Кор + Сил + Кв; 3 — Гр + Кор + КПШ + Кв; 4 — Гр + Кор + Гип + КПШ + Кв; 5 — температура определена по Гр—Кор равновесию; 6 — амфиболитовая фация; 7 — эпидот-амфиболитовая фация; 8 — гранитоиды; 9 — $\chi_{Mg}^{Гр}$; 10 — $\chi_{Mg}^{Кор}$. I — изменение *PT*-условий по латерали в миоэвгеосинклиалях; II — в миоэвгеосинклиалях и форландах. Номера образцов соответствуют номерам анализов в Приложении (табл. 1)

оказывается примерно на $1 \cdot 10^8$ Па меньше, чем без учета вхождения воды в кордиерит, и составит $5 \pm 0,5 \cdot 10^8$ Па.

На *TX*-диаграмме (рис. 58) также видно, что гранаты и биотиты из парагенезиса Гр + Сил + Би + Кв + КПШ Среднего Побужья смещены в магниальную область, что можно объяснить повышенным давлением.

Равновесия с гиперстеном

Важные реакции, однозначно характеризующие границу между амфиболитовой и гранулитовой фациями, связаны с появлением в гнейсах гиперстена. Последний ассоциирует с Пл, КПШ, Кв, Гр и Би. Иногда устанавливается парагенезис Гип + Кор. Появление гиперстена не только в метапелитах, но и в

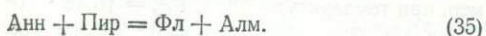
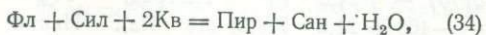
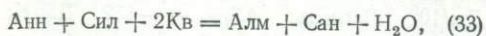
метабазитах обычно фиксирует гранулитовую фацию. Гиперстен характерен преимущественно для метапелитов средней глиноземистости, в которых он образуется с повышением температуры за счет биотита и кварца. В связи с этим содержание биотита в гнейсах гранулитовой фации уменьшается, но увеличивается содержание КПШ. При температуре гранулитовой фации гиперстен с кордиеритом образуется также за счет биотита и граната: Би + Гр + Кв = Кор + Гип + КПШ + H₂O (Фации метаморфизма, 1970). Возможна и дивариантная реакция: Гр + Кв = Гип + Кор (Hensen, 1972). В парагенезисе Гр + Гип + Кор + Кв магниальность минералов увеличивается при увеличении давления. Влияние температуры менее показательное. Для среднежелезистых

кварцсодержащих метapelитов по давлению выделяются три минеральные фации: гиперстен-кордиеритовая (ниже $5 \cdot 10^8$ Па), гиперстен-кордиерит-гранатовая ($(5-8) \cdot 10^8$ Па) и гиперстен-силлиманитовая (более $8 \cdot 10^8$ Па). На Украинском щите встречаются парагенезисы, относящиеся к первым двум фациям, и отсутствует гиперстен-силлиманитовая ассоциация. При очень высокой температуре (более 1100°C) и недостатке кварца в экспериментах образуется шпинель, а в высокомагнезиальных системах также и сапфиры (Hensen, Essene, 1971). В бескварцевых породах шпинель и сапфирин нередки в гранулитовой фации. Парагенезисы шпинели с кордиеритом и корунда с кордиеритом, часто встречающиеся в породах щита, свидетельствуют о довольно низком давлении (ниже $4 \cdot 10^8$ Па), поскольку даже в чисто магnezийной системе этот парагенезис при большом давлении неустойчив и сменяется энстатитом и сапфирином. В железистой системе герцинит с кордиеритом также при давлении выше $(2-3) \cdot 10^8$ Па разлагаются на алмадин и силлиманит (Richardson, 1968). Ассоциация корунда с кордиеритом с повышением давления сменяется парагенезисом шпинели с силлиманитом.

В эксперименте гиперстен образуется в результате реакций дегидратации при температуре более 750°C (Hensen, Green, 1971, 1972). В сухих условиях гиперстен появляется при температуре 800°C и более (Hensen, Green, 1972). Парагенезисы Гр + Гип + КПШ и Гр + Гип + Пл являются индикаторными для гранулитовой фации (Фации метаморфизма, 1970).

Равновесие Гр + Сил + Би + КПШ + Кв

Дивариантное равновесие Гр + Би + Сил + КПШ + Кв, широко распространенное в средне- и высокотемпературных метapelитах, можно описать в системе $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$ при помощи двух моновариантных и одной гипотетической обменной реакции (Froese, 1973):



Любые две реакции из этого набора независимы, а третья получается комбинированием двух независимых реакций.

Условия равновесия обменной реакции (35) установлены Л. Л. Перчуком и А. Томпсоном. Практически выдерживается условие

$$\Delta Z_{(35)} = -RT \ln K_{(35)}, \quad (36)$$

где $\Delta Z_{(35)}$ — свободная энергия реакции (35), $K_{(35)}$ — константа равновесия этой реакции, которая определяется уравнением

$$K_{(35)} = \frac{a_{\text{Фл}}^{\text{Би}} \cdot a_{\text{Алм}}^{\text{Гр}}}{a_{\text{Анн}}^{\text{Би}} \cdot a_{\text{Пир}}^{\text{Гр}}} \approx \left(\frac{X_{\text{Mg}}^{\text{Би}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}}}{X_{\text{Fe}}^{\text{Би}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{Гр}}} \right)^3 = (K_D)^3. \quad (37)$$

Реакция (33) экспериментально не изучена, но параметры ее равновесия можно рассчитать по термодинамическим константам минералов, представляющих компоненты этой реакции в метаморфических условиях (Robie, Waldbaum, 1968; Zen, 1973): $\Delta Z_{873} = -57,45$ кДж/моль, $\Delta Z_{973} = -67,11$ кДж/моль, $\Delta V_{\text{тв}} = -2,53$ Дж/ 10^5 Па/моль, $\Delta S_T = +99,44$ Дж/К. При постоянной мольной доле воды во флюиде температура равновесия реакции (33) практически не зависит от $P_{\text{общ}}$ (при $P_{\text{общ}} = 5 \pm 2 \cdot 10^8$ Па), т. е. равновесие реакции (33) зависит лишь от T и мольной доли воды. Параметры равновесия реакции (34) можно получить из реакций (33) и (35).

По константе равновесия реакции (33) в парагенезисе Гр + Би + Сил + КПШ + Кв при известной температуре, установленной по Гр-Би геотермометру, можно определить мольную долю воды по графику $\lg K_{(33)} - 1/T$ К (рис. 63). Как видно, равновесие Гр + Би + Сил + КПШ + Кв можно использовать одновременно как термометр и гидробарометр. Активность аннитового компонента в биотите, алмадинового компонента в гранате и ортоклазового компонента в КПШ определяется из кристаллохимических формул этих минералов (Би на 12 (O + OH), Гр на 12 (O), КПШ на 8 (O)) (Курепин, 1976):

$$a_{\text{Анн}}^{\text{Би}} = K \cdot (\text{Fe}/3)^3 \cdot \text{Al}_{\text{IV}} \cdot (\text{Si}/3)^3 \cdot (\text{OH}/2)^2;$$

$$a_{\text{Алм}}^{\text{Гр}} = (\text{Fe}/3)^3; \quad a_{\text{Сан}}^{\text{КПШ}} = K/(K + \text{Na}); \quad \text{отсюда}$$

$$K_{(33)} = K_{\text{Fe}} = a_{\text{Алм}}^{\text{Гр}} \cdot a_{\text{Сан}}^{\text{КПШ}} \cdot (a_{\text{Анн}}^{\text{Би}})^{-1}. \quad (38)$$

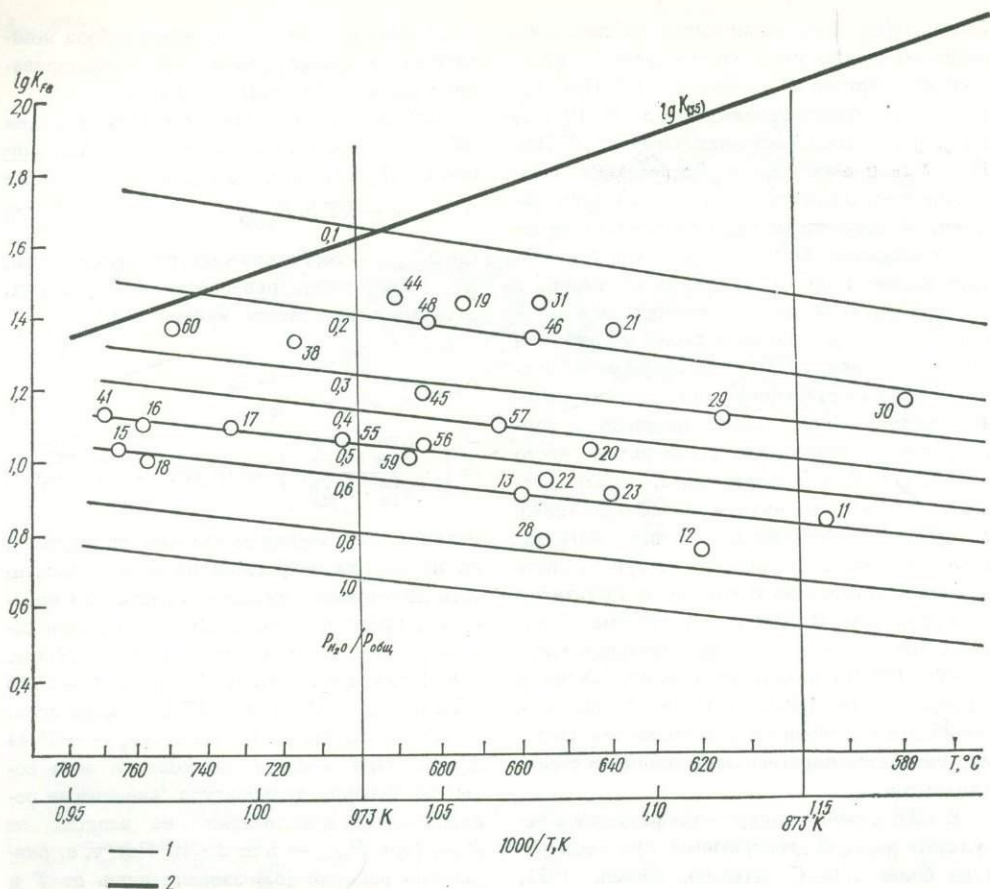


Рис. 63. Зависимость $K_{Fe} = K_{(33)}$ от температуры:

1 — изолинии $P_{H_2O}/P_{общ}$ от 1.0 до 0.1; 2 — график $lg K_{(35)}$, по геотермометру А. Томпсона (Thompson, 1976).

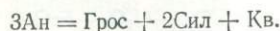
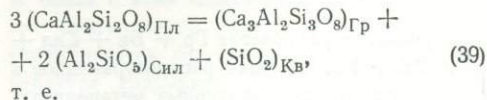
Номера образцов соответствуют номерам анализов в Приложении (табл. 1)

При региональном метаморфизме, близком к изобарическому, ($P_{общ} \approx 5 \cdot 10^8$ Па) соотношение между температурой и P_{H_2O} можно показать на диаграмме $\mu_{H_2O}^P - T$, где $\mu_{H_2O}^P = RT \ln f_{H_2O}$ (рис. 64). Мольная доля воды во флюиде метапелитов УЩ уменьшается от 0,6—0,8 в эпидот-амфиболитовой и до 0,1—0,5 в гранулитовой фациях.

Равновесие Гр + Пл + Сил + Кв

В высокоглиноземистых гнейсах щита распространен парагенезис Пл + Гр + Сил + Кв. К. Б. Кепежинская (1972) показал, что распределение Са между плагноклазом и гранатом зависит от давления, и намегнул поля составов этих минералов, характерные для андалузит-силлиманитового и дистен-сил-

лиманитового типов метаморфизма. Гранаты последнего при том же составе плагноклаза более кальциевые, что объясняется смещением реакции между компонентами этих минералов с повышением давления вправо:



Эта реакция хорошо изучена экспериментально (с кианитом), ее равновесие зависит от давления (Hensen а. о., 1975): $\Delta V_{(39)} = -5,45$ Дж/ 10^5 Па/моль; $\Delta S_{(39)} = -132$ Дж/К; $\partial P/\partial T = +24,2 \cdot 10^5$ Па/град; $P_{Ca} = -460 + 24,2 \cdot T$ (°C) (10^5 Па). Например, при температуре 700°С $P_{Ca} = 16,48 \cdot 10^5$ Па, а при $T = 800^\circ$ С $P_{Ca} = 18,9 \cdot 10^8$ Па.

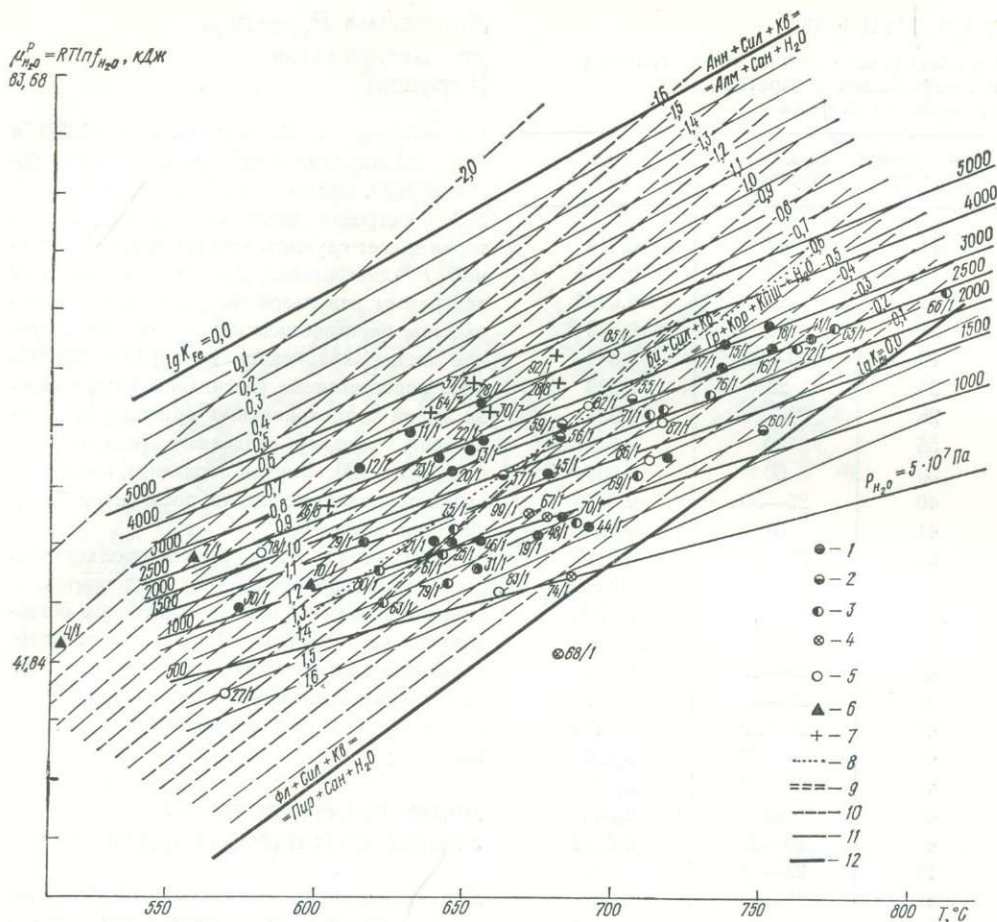


Рис. 64. Диаграмма $T - RT \ln f_{H_2O}$ для равновесия Гр + Би + Сил + КПШ + Кв в метапелитах при $P_{общ} = 5 \cdot 10^7$ Па.

Минеральные парагенезисы: 1 — Гр + Би + Сил + КПШ + Кв; 2 — Гр + Би + Сил + КПШ + Кв + Кор; 3 — Гр + Би + КПШ + Кор + Кв; 4 — Гр + Би + Гип + КПШ + Кв; 5 — Гр + Би + КПШ + Кв; 6 — Гр + Би + Сил + (Анд) + Кв + Ст ± Му; 7 — Гр + Би + КПШ + Кв (гранитоиды); 8 — предполагаемая линия равновесия моновариантной реакции Би + Сил + Кв = Гр + Кор + КПШ + H_2O ; 9 — граница между амфиболитовой и гранулитовой фациями. Цифры у точек соответствуют анализам в Приложении: числитель — номер анализа; знаменатель — номер таблицы

По данным С. Саксены (1975), активность анортитового компонента в плагиоклазе и активность гроссулярового компонента в гроссуляр-пироповом гранате обнаруживают положительное отклонение от закона Рауля.

Таким образом, при распределении кальция между этими минералами избыточные функции последних будут в значительной степени компенсироваться и это распределение можно рассматривать как близкое к идеальному.

Нанесенный на диаграмму $X_{Ca}^{Пл} - X_{Ca}^{Гр}$ состав сосуществующих плагиоклазов и гранатов

гнейсов УЩ в парагенезисе с Сил и Кв (табл. 30) обнаруживает довольно большой разброс, хотя ложится в поле андалузит-силлиманитового типа, по К. Б. Кежежинскому (1972).

В гранулитовой фации преобладает плагиоклаз (An_{26}) и $X_{Ca}^{Гр}$ около 0,035. Рассчитаем давление равновесия при $T = 700^\circ$ С. Константа равновесия K_{Ca} реакции (39) связана с давлением (P) следующим соотношением:

$$RT \ln K_{Ca} = \Delta V_s \cdot (P_{Ca} - P), \quad (40)$$

ТАБЛИЦА 30

Распределение кальция между гранатом и плагиоклазом в парагенезисе Гр + Пл + Сил + Кв

Номер анализа в Прил. (табл. 1)	Номер плагиоклаза	$x_{Ca}^{Гр}$
11	17	0,014
12	17	0,0091
13	25	0,0486
22	28	0,038
10	20—25	0,049
25	20	0,023
26	20—25	0,041
56	20	0,048
59	60	0,060
40	26—30	0,0425
41	34	0,0202
51	25—27	0,0117
52	32—35	0,0480
102	32—35	0,0705
50	20—27	0,066
49	20—27	0,032
46	20—27	0,531
45	20—27	0,0439
44	20—27	0,053
47	20—27	0,0322
42	60	0,040
43	20—27	0,0183
15	28—32	0,0364
16	28—32	0,06
38	20—27	0,0315
39	20—27	0,0252
18	28—32	0,0333
19	30	0,019
20	30	0,026
21	30	0,026
60	30	0,037
32	35—42	0,044

$$\text{где } K_{Ca} = \frac{a_{Гр}^{Ca}}{(a_{Пл}^{Ca})^3} = \left(\frac{0,035}{0,26} \right)^3 = 0,00244$$

при $T = 700^\circ \text{C}$ и $P = 7530 \cdot 10^5 \text{ Па}$.

Минимальное давление по парагенезису Гр + Сил + Кв + Пл (Прил., табл. 1, ан. 12) равно $2,5 \cdot 10^8 \text{ Па}$, а максимальное (Прил., табл. 1, ан. 16) — $9,3 \cdot 10^8 \text{ Па}$. $P_{\text{общ}}$ по плагиоклаз-гранатовому геобарометру для гнейсов щита составляет $6 \pm 2 \cdot 10^8 \text{ Па}$ (табл. 30).

Диаграмма $P_{\text{ТВ}} - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$ для метapelитов (I группа)

По методике Д. С. Коржинского (1957) и А. А. Маракушева (1965) для метapelитов богатых K_2O , бедных CaO и пересыщенных SiO_2 построена диаграмма $P_{\text{ТВ}} - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$, которая может служить заменителем качественной PT -диаграммы. Для построения этой диаграммы использованы критические минеральные парагенезисы метapelитов центральной части Украинского щита (табл. 31). По этим парагенезисам рассчитаны углы наклона линий моновариантных минеральных равновесий, которые разделяют дивариантные поля (рис. 65). Внутри последних проведены эквипотенциальные линии постоянной железистости минералов.

Диаграмма $P_{\text{ТВ}} - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$ позволяет уяснить метаморфические реакции, протекающие в метapelитах при прогрессивном региональном метаморфизме. При анализе диаграммы можно сделать вывод о изобарическом характере метаморфизма в докембрии УЩ. Основным фактором метаморфизма является температура.

МИНЕРАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ В ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОДАХ БЕДНЫХ CaO

Для определения окислительно-восстановительных условий метаморфизма исследованы парагенезисы железистых пород бедных CaO . Эти породы довольно широко распространены на УЩ. В них часто содержится гранат в ассоциации с кварцем, магнетитом, а также с хлоритом, куммингтонитом или гиперстеном в зависимости от степени метаморфизма (Прил., табл. 4). Нередко с гранатосодержащими породами переслаиваются железистые породы без граната, но с индикаторными парагенезисами для оценки окислительно-восстановительной обстановки. Поэтому ниже будут проанализированы геохимические условия метаморфизма бедных CaO железистых пород независимо от того, содержат или не содержат они гранат.

Для анализа парагенезисов средне- и высокотемпературных железистых пород бедных CaO составлена по методике Коржинского — Маракушева диаграмма $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{O}_2}$ (при постоянном $P_{\text{общ}}$). Химический потен-

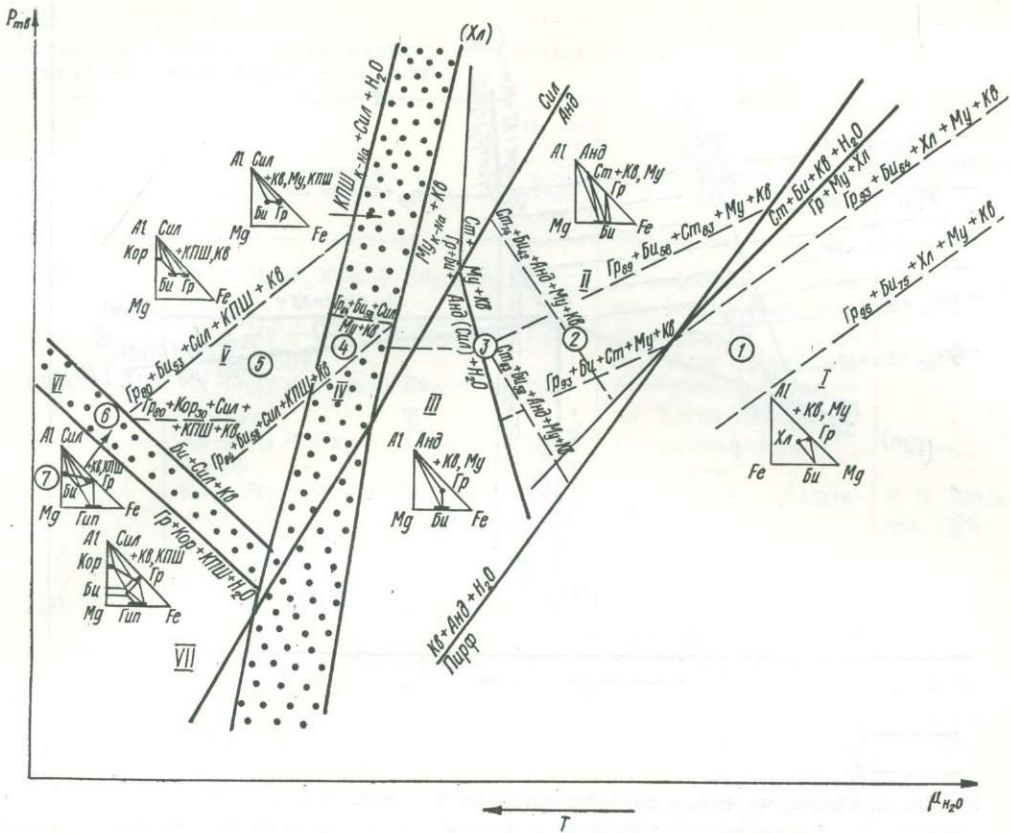
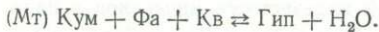
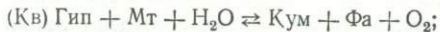
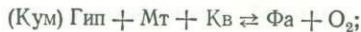
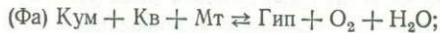


Рис. 65. Диаграмма $P_{\text{ТВ}} - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$ для метapelитов группы I (центральная часть УЩ). Условно проведена линия равновесия Сил \rightleftharpoons Андр.

Минеральные субфации (+ Кв): I — Хл + Гр + Би; II — Ст + Би + Андр; III — Гр + Би + Андр; IV — Сил + Му + Кпш; V — Сил + Би + Кпш; VI — Сил + Кор + Гр + Кпш + Би; VII — Гр + Кор + Кпш;

Цифры в кружках — зона метаморфизма (район): 1 — альмандиновая (Криворожье), 2 — ставролитовая (Родионовский участок); 3 — ставролитовая (Родионовский участок); 4 — силлиманит-мусковитовая (Криворожье); 5 — амфиболитовая фация (Правобережный район); 6 — промежуточная (Ново-Стародубский участок); 7 — гранулитовая фация (Боковянско-Верблюжский участок)

циал воды зависит прежде всего от температуры, а химический потенциал кислорода определяется окислительно-восстановительной обстановкой метаморфизма. Для составления этой диаграммы использован невариантный парагенезис (табл. 32, параген. 1), несколько моновариантных парагенезисов (табл. 32, параген. 6; 2; 5), а также дивариантные парагенезисы. Минералы в этих парагенезисах можно связать несколькими моновариантными реакциями, которые составляют мульти-систему с одной невариантной точкой (Кв + Мг + Кум + Фа + Гип). Моновариантные реакции, отвечающие линиям пучка, следующие (рис. 66):



Линии этих реакций, положение которых рассчитано при помощи определителей, разделяют диаграмму на пять дивариантных полей (рис. 66).

Химический потенциал кислорода (μ_{O_2}) при метаморфизме большей части изучаемых железистых пород выше невариантной точки, т. е. преобладают бесфаялитовые породы. Среди этих железистых пород выделяются две главные минеральные фации —

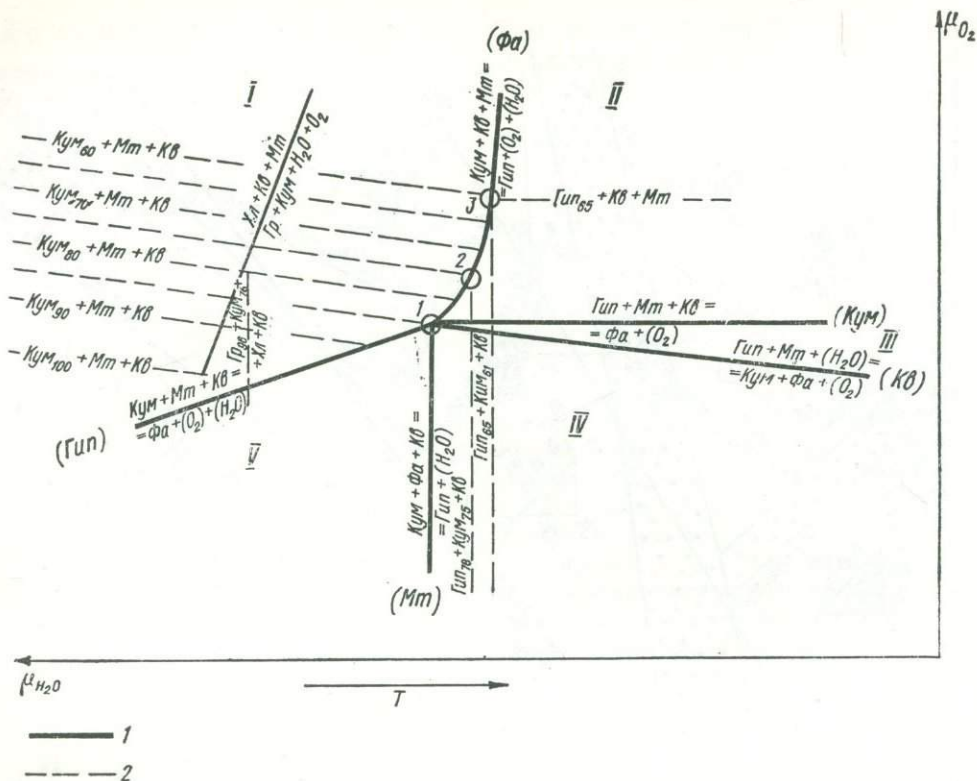


Рис. 66. Диаграмма μ_{O_2} и μ_{H_2O} для железистых пород (табл. 32).

Парагенезисы: 1 — инвариантный $Kв + Мт + Kум_{85} + \Phi_{a_{97}} + Гип_{a_7}$ (табл. 32); 2 — моновариантный $Kв + Мт + Kум_{61} + Гип_{65}$ (Прил., табл. 4, ан. 12); 3 — моновариантный $Kв + Мт + Kум_{61} + Гип_{65}$ (Прил., табл. 4, ан. 14).

Поля ассоциаций: I — $Kум + Мт + Кв$; II — $Гип + Kум + Кв$; $Гип + Кв + Мт$; $Гип + Kум + Мт$; III — $\Phi_a + Гип + Мт$; $\Phi_a + Мт + Кв$; $\Phi_a + Гип + Кв$; $Гип + Мт + Kум$; IV — $Гип + \Phi_a + Кв$; $Гип + Kум + \Phi_a$; $Гип + Kум + Кв$; $\Phi_a + Kум + Мт$; V — $\Phi_a + Kум + Кв$; $\Phi_a + Мт + Кв$; $\Phi_a + Kум + Мт$.

1 — Линии моновариантных реакций; 2 — линии постоянного состава минералов

кварц-магнетит-куммингтонитовая (поле I) и кварц-магнетит-гиперстеновая (поле II). Первая отвечает условиям зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой метаморфических фаций, а вторая — амфиболитовой и гранулитовой фаций. В этих полях проведены линии постоянной железистости минералов в парагенезисах $Kум + Мт + Кв$ и $Гип + Мт + Кв$, которые практически параллельны оси μ_{H_2O} , а железистость куммингтонита и гиперстена в них зависит от μ_{O_2} , уменьшаясь с увеличением последнего. Поля II, III и IV в основном отвечают температурному интервалу гранулитовой фации, в которой кварц-куммингтонит-гиперстеновая ассоциация неустойчива. В поле I условно проведена линия моновариантного равновесия $Гр + Kум + Хл + Мт + Кв$,

характерного для зеленосланцевой фации Криворожья.

Диаграмма $\mu_{H_2O} - \mu_{O_2}$ дает представление о качественной зависимости минеральных парагенезисов железистых пород от условий метаморфизма. Точнее, последние можно рассчитать, используя термодинамические константы минералов, по Ю. П. Мельнику (1972). Активности железистых и магниезных компонентов твердых растворов куммингтонита, гиперстена и фаялита определяются по модели ионного твердого раствора (Thompson, 1976; Саксена, 1975):

$$a_{Fe_2Si_8O_{22}(OH)_2}^{Kум} = (X_{Fe}^{Kум})^7; \quad a_{Fe_2SiO_4}^{\Phi_a} = (X_{Fe}^{\Phi_a})^2;$$

$$a_{FeSiO_3}^{Гип} = X_{Fe}^{Гип}, \quad (41)$$

где $X_{Fe} = \frac{Fe}{Fe + Mg}$.

Т А Б Л И Ц А 31

Критические минеральные парагенезисы метapelитов I группы
Центральной части Украинского щита

Номер образца, номер анализа в Приложении	Парагенезис	Индекс метаморфической субфации	Местонахождение	Литературный источник
3 (1)	Кв + Му + Хл ₇₅ + Би _{74,7} + + Гр ₉₆	1.3	Криворожье, рудник им. Карла Либкнехта	—
1 (1)	Кв + Му + Хл _{68,7} + Гр _{95,6} + + Мт + Грф	1.3	Криворожье, рудник им. Розы Люксембург	—
13690/1615	Кв + Му + Хл ₈₀ + Би ₇₀ + + Хлд ₈₅	1.3	Криворожье, рудник им. Карла Либкнехта	—
999/1949	Кв + Му + Би ₆₀ + Хлд + + Грф	1.3	Криворожье, рудник им. Фрунзе	—
5901/4	Кв + Му + Анд + Би _{41,5} + + Ст _{74,3}	2.1	Криворожье, Дальне- Западные полосы,	Р. Я. Белевцев, 1975
7 (1)	Кв + Му _{7,8} + Анд + Гр _{88,6} + + Би _{57,2} + Ст _{82,6}	2.1	Криворожье, Аннов- ский карьер	—
5 (1)	Кв + Му + Анд + Гр _{93,3} + + Би _{63,7} + Ст _{83,8}	2.1	Криворожье, Аннов- ский карьер	—
12 (1)	Кв + Пл ₁₇ + КПШ _{13,6} + Сил + + Гр _{83,5} + Би _{57,8}	2.2	Криворожье, Централь- но-Анновская полоса	—
23 (1)	Кв + КПШ + Пл + Сил + + Би _{55,7} + Гр ₈₃	3.1	Западно-Ингулецкая по- лоса, Овнянский участок	Белевцев, 1975
11040/125	Кв + КПШ + Сил + Би _{47,5} + + Кор _{31,4}	3.1 (а)	Западно-Ингулецкая по- лоса, Березневатский участок	—
57 (1)	Кв + (КПШ) + Сил + Би _{48,5} + + Гр _{78,9} + Кор _{31,5}	3.1 (а)	То же	—
59 (1)	Кв + КПШ + Сил + Би _{53,3} + + Гр _{80,6} + Кор ₃₀ + Пл ₇₀	3.1 (а)	Западно-Ингулецкая полоса, Ново-Стародуб- ский участок	Белевцев, 1975
76 (1)	Кв + КПШ + Пл + Би _{37,1} + + Гр _{65,3} + Кор ₂₈	4.1	р. Ингулец, устье р. Чечелеевки	Белевцев, 1975

Т А Б Л И Ц А 32

Критические парагенезисы железистых пород

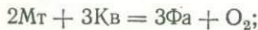
Номер парагенезиса	Номер образца	Парагенезис	Индекс метаморфической зоны	Местоположение
1	9254/630	Кв + Мт + Кум ₈₅ + Гип ₈₇ + Фа ₉₇	2.2	Криворожье, Централь- но-Анновская полоса
2	ан. 12, табл. 4	Кв + Мт + Гр _{93,8} + Кум _{75,9} + + Гип _{77,9}	3.1	Западно-Ингулецкая полоса, Петровский участок
3	ан. 13, табл. 4	Кв + Кум _{67,3} + Гип _{74,6} + + Гр _{92,6} ± Мт	3.1	Криворожско-Кремен- чугская зона, Желтян- ский участок

Номер парагенезиса	Номер образца	Парагенезис	Индекс метаморфической зоны	Местоположение
4	14187/113	Кв + Мт + Кум ₇₈ + + Фа _{96,7} + Гип _{85,3} + Риб	3.1	Западно-Ингулецкая полоса, Артемовский участок
5	ан. 14, табл. 4	Кв + Мт + Кум ₆₁ + + Гр _{87,2} + Гип _{65,2}	3.1а	Западно-Ингулецкая по- лоса, Березневатский участок
6	ан. 11, табл. 5	Кв + Мт + Гр _{86,0} + + Фа _{95,0} + Гип _{67,5} + + Сал _{54,0}	4.1	Приазовье, Мангуш- ский район (Кравчен- ко, Хмарук, 1966).

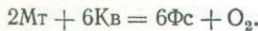
Условия равновесия Мт + Кв + Фа, Мт + Кв + Гип при $P_{\text{общ}} = 5 \cdot 10^8$ Па (температура (T) и f_{O_2}) можно определять по реакциям:



т. е.



т. е.



f_{O_2} равновесий Фа_{МgFe} + Мт + Кв, Гип_{МgFe} + Мт + Кв определяются по реакциям (42) и (43) аналогично соотношению (32). Результаты расчетов для чисто железистых реакций с участием Фа₉₇, Фа₉₅, Гип₈₇, Гип₇₈, Гип₇₅, Гип₆₅ и Гип₅₉ вынесены в табл. 33 и нанесены на диаграмму ($-\lg f_{\text{O}_2} - 1/T$ (рис. 67).

Температура равновесия парагенезиса 1 (табл. 32) принята по термометрам Л. Л. Перчука и А. Томпсона приблизительно 627° С (900 К), ($-\lg f_{\text{O}_2}$ составит в этом равновесии 18,1—18,3 по разным реакциям (табл. 33).

ТАБЛИЦА 33

Термодинамические условия минеральных равновесий в железистых породах бедных СаО, $P_{\text{общ}} = 5 \cdot 10^8$ Па

Номер парагенезиса	Равновесие	ΔV_p , Дж/10 ⁶ Па	ΔZ_p^0 , кДж	ΔZ_T^0 , кДж		$RT \ln f_{\text{O}_2}$, кДж		$\ln f_{\text{O}_2}$		$\frac{RT \ln X}{X} \left(X_{\text{Fe}}^{\text{O}_2}, \text{Гип} \right)_6$, кДж	
				900 К	1000 К	900 К	1000 К	900 К	1000 К	900 К	1000 К
				1	$2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2 =$ $= 3\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{O}_2$ ($2\text{Мт} + 3\text{Кв} =$ $= 3\text{Фа} + \text{O}_2$)	-1,8	-9,0	+322	+303	-313	-294
2	$\text{Мт} + \text{Кв} + \text{Фа}_{97}$	-1,8	-9,0	+322	+303	-312,5	-310	-18,06	-15,27	-1,38	-1,53
3	$\text{Мт} + \text{Кв} + \text{Фа}_{95}$	-1,8	-9,0	+322	+303	-311,5	292,5	-18,01	-15,22	-2,30	-2,56
4	$2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 6\text{SiO}_2 =$ $= 6\text{FeSiO}_3 + \text{O}_2$ ($2\text{Мт} + 6\text{Кв} =$ $= 6\text{Фс} + \text{O}_2$)	-2,72	-13,6	+337	+317	-322	-303	-18,65	-15,83	—	—
5	$\text{Мт} + \text{Кв} + \text{Гип}_{87}$	-2,72	-13,6	+337	+317	-316	-296,5	-18,29	-15,47	-6,27	-6,97
6	$\text{Мт} + \text{Кв} + \text{Гип}_{78}$	-2,72	-13,6	+337	+317	-316	—	-18,00	-15,18	—	—
7	$\text{Мт} + \text{Кв} + \text{Гип}_{75}$	2,72	-13,6	+337	+317	-316	—	-17,90	-15,08	—	—
8	$\text{Мт} + \text{Кв} + \text{Гип}_{65}$	-2,72	-13,6	+337	+317	-316	—	-17,527	-14,705	—	—
9	$\text{Мт} + \text{Кв} + \text{Гип}_{59}$	—	—	—	—	—	—	-17,275	-14,455	—	—

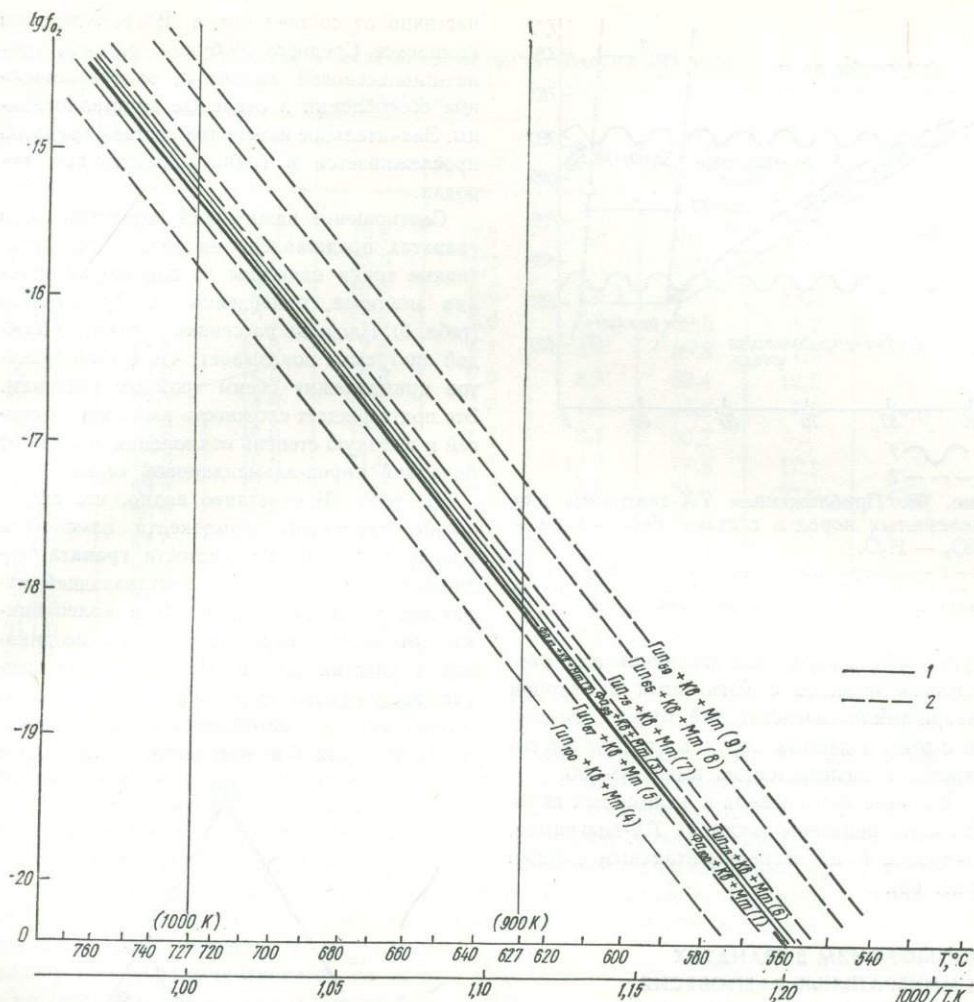


Рис. 67. Зависимость фугитивности кислорода от температуры в различных парагенезисах железистых пород при $P_{\text{общ}} = 5 \cdot 10^8$ Па.

1 — равновесие с фаялитом; 2 — равновесие с гиперстеном.
Парагенезисы см. в табл. 33

Условия равновесия парагенезиса Гип + Мт + Кв в железистых породах амфиболитовой фации следующие: при $T \approx 650^\circ\text{C}$ парагенезис Гип₇₅₋₇₈ + Мт + Кв (табл. 32, параген. 2 и 3) уравнивается фугитивностью кислорода $\lg f_{\text{O}_2} = -17,2$; при $T \approx 670^\circ\text{C}$ по парагенезису Гип₆₅ + Мт + Кв (табл. 32, параген. 5) определено $\lg f_{\text{O}_2} = -16,2$ (табл. 33, рис. 67).

Как видно, увеличение магнезиальности фаялита почти не изменяет f_{O_2} , а рост $X_{\text{Mg}}^{\text{Гип}}$ от 0 до 40 уменьшает ($-$) $\lg f_{\text{O}_2}$ на 1,4. Температура сильно влияет на фугитивность кис-

лорода в этих равновесиях: при увеличении температуры на 100°C ($-$) $\lg f_{\text{O}_2}$ уменьшается на 2,8. Таким образом, оценка температуры имеет большое значение для определения фугитивности кислорода в равновесиях фаялита или гиперстена с магнетитом и кварцем.

Из рис. 67 видно, что чистый ферросилит с магнетитом и кварцем уравнивается при более низкой фугитивности кислорода, чем чистый фаялит + Мт + Кв (соответственно $\lg f_{\text{O}_2} = -18,65$ и $-18,14$). А поскольку в железистых породах чистый фаялит и металлическое железо отсутствуют, нижний предел

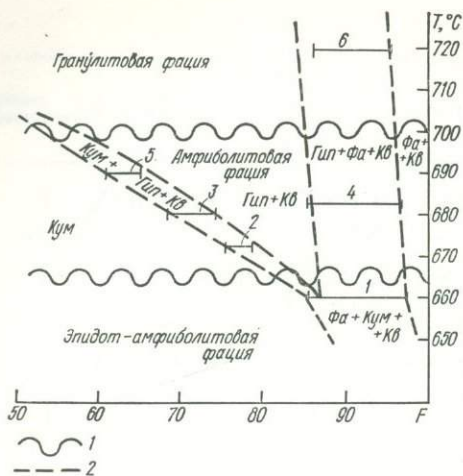


Рис. 68. Приближенная TX -диаграмма для железистых пород в системе $FeO - MgO - SiO_2 - H_2O$.

(1-6 — номера парагенезисов по табл. 32)
1 — граница фаций; 2 — граница полей устойчивости минеральных равновесий

фугитивности кислорода ограничивается равновесием фаялита с магнетитом и кварцем (кварц-фаялит-магнетитовый буфер). В связи с этим в данных породах отсутствует гиперстен с железистостью выше 88—90.

Фазовые соотношения в железистых породах щита показаны также на TX -диаграмме, построенной по экспериментальным данным (рис. 68).

ИЗОМОРФИЗМ В ГРАНАТАХ И МИНЕРАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ В МЕТАБАЗИТАХ И ЖЕЛЕЗИСТЫХ ГРАНАТ-КЛИНОПИРОКСЕНОВЫХ ПОРОДАХ

Ассоциация граната и клинопироксена — ортопироксена нередко используется для выявления термодинамических условий метаморфизма. В докембрийских метаморфических комплексах появление гранат-пироксеновых парагенезисов связывается с минералообразованием в поле PT -условий гранулитов высокого давления, эклогитовых гранулитов, эклогитоподобных пород и др. (Маркушев, 1973). Известно, что гранаты указанных пород представлены альмандин-пироповыми разностями с существенной примесью кальциевого компонента. Соотношение $MgO : FeO : CaO$ изменяется в зависимости от степени регионального метаморфизма и

частично от состава пород. В гранулитовом комплексе Среднего Побужья развиты гранат-пироксеновые кварциты, эклогитоподобные обособления и основные кристаллосланцы. Значительное изменение состава гранатов прослеживается в гранат-пироксеновых породах.

Соотношение важнейших компонентов в гранатах представлено на рис. 69. Фигуративные точки нанесены по данным химических анализов, приведенных в Приложении (табл. 5). Площадь рассеивания точек на каждой диаграмме показывает, что состав гранатов принадлежит обеим тройным системам. Это подтверждает сложность изоморфных смесей и высокую степень отклонения состава от бинарной пироп-альмандиновой серии.

Из табл. 34 отчетливо видно, что содержание пиропового компонента изменяется пропорционально железистости граната; содержание альмандиновой составляющей характеризуется незакономерными колебаниями. Это может свидетельствовать о неодинаковом участии магния и железа в процессах изоморфного смешения: железо значительно активнее замещается различными катионами. Так, в частности, уменьшение

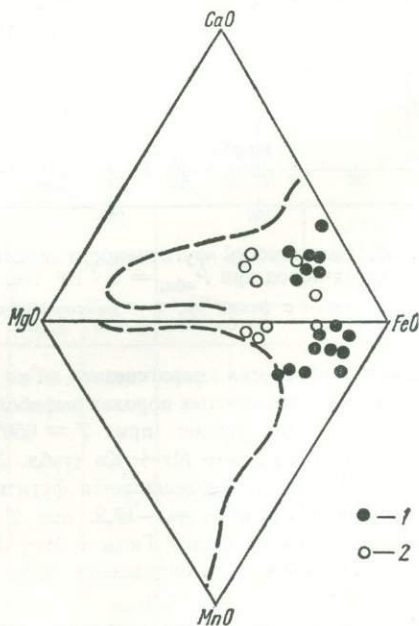


Рис. 69. Диаграмма состава гранатов из основных (2) и железистых пород (1) гранулитового комплекса в системе $MgO - FeO - CaO$ и $MgO - FeO - MnO$

ТАБЛИЦА 34

Компонентный состав гранатов и железистость гранатосодержащих пород, %

Номер анализа в Приложении	Компонентный состав					F _{Гр}	Мт	F _{МП}
	Алм	Пир	Грос	Андр	Спес			
29 (5)	56,8	1,1	16,6	12,1	15,4	98,1	—	55,2
26 (5)	71,7	7,5	15,0	1,7	4,1	90,5	7,2	—
23 (5)	63,4	8,5	10,2	9,6	8,3	88,1	13,5	—
21 (5)	66,9	10,4	11,6	5,6	5,5	86,5	8,7	—
22 (5)	68,4	11,3	7,8	4,1	8,4	85,8	11,5	—
19 (4)	68,6	14,6	6,3	2,0	8,5	82,4	12,2	—
30 (5)	62,3	14,6	14,6	3,7	4,8	81,0	7,5	34,0
8 (3)	58,6	14,0	17,2	4,7	2,1	80,7	—	—
31 (5)	57,6	16,6	11,0	2,6	12,2	77,6	17,1	—
32 (5)	53,2	17,7	5,7	5,7	17,7	75,0	23,9	46,8
33 (5)	50,7	19,2	6,5	6,3	17,3	72,5	14,1	—
13 (3)	57,5	23,9	11,5	5,2	2,0	70,6	—	—
12 (3)	56,3	23,2	18,2	0,7	1,7	70,5	—	—
7 (3)	51,5	28,6	13,5	4,4	2,0	64,2	—	—
34 (3)	45,3	28,2	21,0	1,7	3,8	61,6	3,5	25,3
35 (3)	46,2	31,2	19,2	—	3,6	59,6	4,2	21,5

альмандиновой составляющей в гранате сопровождается возрастанием содержания спессартинового компонента. Эта зависимость носит линейный характер (рис. 70).

Н. В. Соболев (1964) считает, что Ca^{2+} и Mn^{2+} , так же как Mg^{2+} и Fe^{2+} , представляют собой парные сочетания катионов, легко замещающие друг друга. Это положение, очевидное при сравнении гранатов из скарнов, не распространяется на гранаты глубинных метаморфических комплексов, в которых большую роль играли процессы окисления-восстановления. Взаимосвязанное изменение содержания альмандинового и спессартинового компонентов позволяет рассматривать Mn^{2+} и Fe^{2+} как изоморфную пару элементов. В процессе избирательного изоморфизма вхождение Mn^{2+} вместо Fe^{2+} может оказаться предпочтительнее изоморфизма $Mg^{2+} \rightleftharpoons Fe^{2+}$, если учесть степень сродства к кислороду, электроотрицательность элементов (ЭО), вычисленную по потенциалам ионизации, и значения ионных радиусов R : ЭО_{Fe²⁺} = 774 Дж; ЭО_{Mn²⁺} = 752 Дж; ЭО_{Mg} = 732 Дж; $R_{Fe^{2+}} = 0,74 \cdot 10^{-10}$ м; $R_{Mn^{2+}} = 0,80 \cdot 10^{-10}$ м; $R_{Mg} = 0,66 \cdot 10^{-10}$ м.

Среди разнообразных факторов, влияющих на известковистость пиральспитовых гранатов, сосуществующих с орто- и клинопироксенами, большое значение приписывается давлению (Кебезинкас, 1971). Непрерывный ряд пироп-гроссуляровых гранатов отмечен только в породах фаций очень высо-

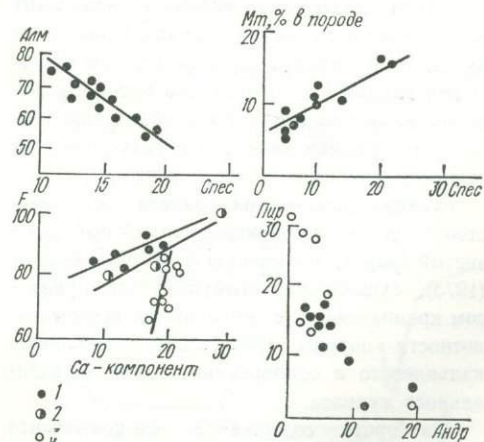


Рис. 70. Компонентный состав гранатов основных и железистых пород. Породы: 1 — железистые кварциты; 2 — двупироксеновые безплагноклазовые породы; 3 — метабазиты

ких давлений: (Соболев, 1964). С понижением температуры и давления промежуточные гранаты вытесняются ассоциацией жадеита и кианита. Вместе с тем представления о непосредственном влиянии давления на кальциевость пироп-альмандиновых гранатов из эклогитоподобных и родственных им пород находятся в противоречии с экспериментами по эклогитизации базальтов (Грин, Рингвуд, 1968). Так, «бедный щелочами кварцевый толент А» при температуре 1100°C и давлении $14,6 \cdot 10^8$ Па представлен ассоциацией орто- и клинопироксена с гранатом, содержащей 26% пиропового, 46% альмандинового и 28% гроссулярового компонента. Постепенное увеличение давления до $27 \cdot 10^8$ Па вызвало изменение состава граната (в %): пироп — 49; альмандин — 23; гроссуляр — 28.

В результате опытов по фракционной дифференциации базальтовых магм в поле солидуса получены промежуточные продукты из клинопироксена и граната, которые при $T = 1330^{\circ}\text{C}$ и $P = 18,0 \cdot 10^8$ Па содержали 65% пироба, 23% альмандина и 16,5% гроссуляра. В этой же системе при $T = 1460^{\circ}\text{C}$ и $P = 27 \cdot 10^8$ Па состав граната изменился и содержание компонентов стало следующим (в %): пироп — 68,3; альмандин — 17,2; гроссуляр — 14,5. Повышение магнезиальности граната сопровождалось поглощением высокоглиноземистого пижонитоподобного пироксена ((в%) SiO_2 — 50,7; Al_2O_3 — 9,9; MgO — 23,1; FeO — 5,5; CaO — 10,8)). Как видно, изменяющееся давление не вызывает увеличения известковистости пироп-альмандиновых гранатов. По-видимому, известные факты обогащения гранатов из комплексов высокого давления кальцием могут быть объяснены косвенным влиянием давления и геохимическим режимом глубинного метаморфизма.

Реакция разложения граната на гиперстен + плагиоклаз + менее кальциевый железистый гранат, по мнению А. А. Маракушева (1973), существенно стимулируется привнесением кремнезема, т. е. уменьшение кремнекислотности породы способствует появлению кальциевого и одновременно более магнезиального граната.

Наоборот, содержание Са-компонента (гроссуляр + андрадит) в изученных гранатах возрастает с повышением их железистости (рис. 70). Несмотря на заметный разброс точек в поле графика, связывающего кальцие-

вость и железистость, указанная зависимость выражена достаточно отчетливо. Вероятно, одна из составляющих Са-компонента граната занимает те узлы в структуре, которые должны быть заполнены ионами магния. Связь между кремнекислотностью и кальциевостью гранатов установлена и в породах изученного комплекса, однако осложнена колеблющейся железистостью гранатов и отношением $\text{FeO} : (\text{FeO} + \text{MgO})$ в породе. Если содержание магнетита в кварците и бескварцитовых оруденных участках не учитывается, то отношение железистости граната и породы изменяется на обратное (в наиболее железистых породах гранаты окажутся самыми магнезиальными). Степень окисления породы влияет на содержание в гранатах спессартина, которое возрастает с количеством магнетита в породе (рис. 70).

Недостаток алюминия при расчетах формул восполняется окисным железом. Присутствие его в гранатах относится к типоморфным признакам, однако нередко это связано с наличием Fe_2O_3 в составе включений либо с окислением железа при подготовке его к анализу.

При изучении содержания Fe_2O_3 в составе гранатов использовались мессбауэровские спектры порошковых проб (слабо истертых), полученные на ЯГР-спектрометре в режиме линейного изменения скорости с фазовым сдвигом. По данным И. С. Любутина и Л. Г. Любутиной (1970) и полученным мессбауэровским параметром ионов железа в гранатах (табл. 35), ЯГР-спектры образованы наложением интенсивного дублета Fe^{2+} в восьмерной координации и малоинтенсивного дублета Fe^{3+} в октаэдрической позиции (рис. 71). Координация ионов Fe^{3+} и отношение $\text{Fe}^{3+} : \text{Fe}^{2+}$ соответствуют пересчетам имеющихся химических анализов. Масштабы вхождения Fe^{3+} в октаэдрические узлы гранатов не согласуются со степенью насыщения их альмандиновым компонентом, что объясняется колеблющимися отклонениями их состава от бинарной системы пироп-альмандин. Природа и причины обогащения гранатов андрадитовым компонентом в настоящее время не изучены.

Содержание пиропового и андрадитового компонентов взаимосвязано (рис. 70). Количество андрадита возрастает с уменьшением магнезиальности граната, что подкрепляет

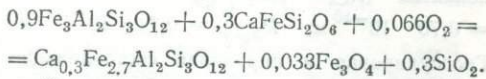
Мессбауэровские параметры гранатов из пород гранулитового комплекса Побужья

Номер анализа в Приложении (табл. 5)				Fe ³⁺		
	δ	Δ	Γ	δ	Δ	Γ
29	1,61	3,68	0,29—0,31	0,64	0,373	0,35—0,37
26	1,62	3,67	0,30—0,32	0,64	0,37	0,36

Примечание. δ — изомерный сдвиг относительно ⁵⁷Fe в нитропруссиде натрия; Δ — квадратное расщепление; Γ — ширина линии поглощения на полувысоте пика (указана ширина левого и правого пиков соответственно).

предположение о возможности замещения магния кальцием. Вместе с тем рассматриваемые гранаты являются реакционными образованиями, состав которых существенно зависит от химического состава реагирующих минералов. В связи с этим привлекает внимание некоторая связь между концентрацией андрадита в гранате и железистостью ассоциирующего с ним клинопироксена. По мере увеличения железистости клинопироксена содержание андрадитового компонента в гранате все более возрастает.

Экспериментальная андрадитизация геденбергита показала, что равновесие Гед + O₂ = Андр + Кв + Мт в значительной мере зависит от химического потенциала кислорода и температуры. Появление андрадитового компонента в алмандиновом гранате, по аналогии с экспериментально изученным равновесием, соответствует реакции



Как видим, кислород в данном случае является единственным подвижным компонентом. Интенсивные параметры физико-химических систем соответствуют термодинамическому потенциалу, по Д. С. Коржинскому; его можно представить как функцию

$$Z^m = f(T, P, \mu_{\text{O}_2} \dots n_1, n_2),$$

из которого следует

$$\Delta Z = \int \Delta V_{\text{O}_2} dP_{\text{O}_2} = - \int \Delta n_{\text{O}_2} \cdot PT/P \cong$$

$$\cong - n_{\text{O}_2} RT \ln P_{\text{O}_2};$$

$$\mu_{\text{O}_2}^P = RT \ln P_{\text{O}_2} = \frac{\Delta Z_T}{\Delta n_{\text{O}_2}}. \quad (44)$$

Объемный эффект реакции ΔV = +0,32 см³ является ничтожным, и значение ΔZ бу-

дет независимо от твердофазового давления. Приблизительные расчеты (при допущении неизменного теплового эффекта) позволяют оценить значения ΔZ_T lg P_{O₂} μ_{O₂}^P = RT ln P_{O₂} для 800, 1000, 1100 и 1200 К по формуле ΔZ = Z₀ + ΔS (T_T - 298) (Карпов и др., 1971): ΔZ₈₀₀ = -23 786 Дж, lg P_{O₂}⁸⁰⁰ = -37,10, μ_{O₂}^P = -360,45 кДж, ΔZ₁₀₀₀ = -21912 Дж, lg P_{O₂}¹⁰⁰⁰ = -24,40, μ_{O₂}^P = -332,04 кДж, ΔZ₁₁₀₀ = -20 974 Дж, lg P_{O₂}¹¹⁰⁰ = -20,50, μ_{O₂}^P = -317,82 кДж, ΔZ₁₂₀₀ = -20 037 Дж, lg P_{O₂}¹²⁰⁰ = -17,30, μ_{O₂}^P = -303,59 кДж.

Анализ окислительно-восстановительных условий с помощью диаграммы μ_{O₂}^P — T, K, на которой отмечены поля устойчивости рудных окислов и некоторых силикатов, показывает, что алмандин устойчив в «безмагнетитовом» поле и около границы равновесия магнетит — вюстит до температуры 1050 К

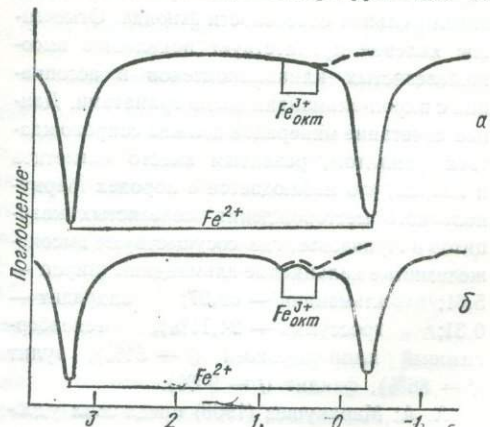


Рис. 71. Мессбауэровские спектры гранатов. Нуль шкалы скоростей совпадает с центром линии поглощения ⁵⁷Fe в нержавеющей стали. Образцы: а — Прил., табл. 5, ан. 18; б — табл. 5, ан. 29

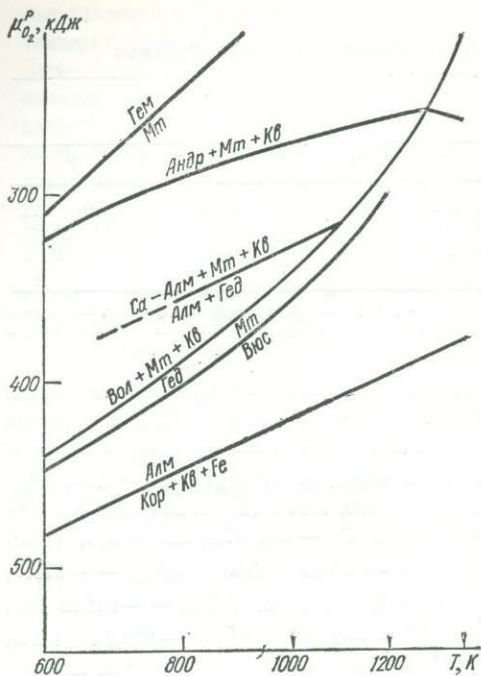
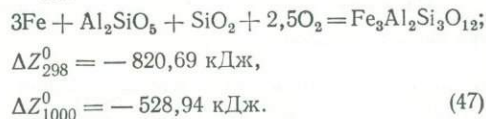
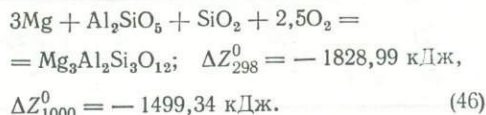
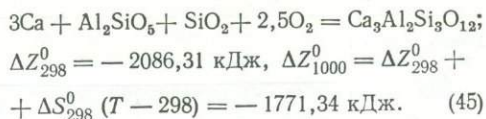


Рис. 72. Диаграмма $\mu_{O_2}^P - T$, отражающая поля устойчивости минералов

(рис. 72). Таким образом, частичная андрадитизация альмандин увеличивает его стабильность в обстановке возрастающих температур и химического потенциала кислорода. Поглощение геденбергитового компонента клинопироксена осуществляется при повышенной окислительной способности флюида. Отмеченное явление препятствует появлению высокожелезистых клинопироксенов в ассоциации с пироп-альмандиновыми гранатами. Данное сочетание минералов должно сопровождаться фаялитом, развитым вместо магнетита и кварца, что наблюдается в породах Мариупольского месторождения железистых кварцитов в Приазовье, где сосуществуют высокожелезистые кальциевые альмандины (пироп — 5,61; альмандин — 69,97; андрадит — 0,31; гроссуляры — 24,11%), геденбергитовый клинопироксен ($f = 84\%$), эулит ($f = 86\%$), фаялит ($f = 95\%$).

А. А. Маракушев (1968) предложил удобный метод оценки химического сродства к кислороду по способности к металлизации. Реакции металлизации основных компонентов гранатов, рассчитанные по имеющимся тер-

мохимическим константам, можно представить так:



Вместе с тем увеличение железистости гранатов сопровождается возрастанием их известковистости, что может происходить, в частности, при изоморфном замещении магния кальцием в больших пропорциях, нежели закисного железа марганцем.

Если эта особенность отражает стойкую природную закономерность, то изоморфные пары элементов в гранатах из железистых кварцитов и в значительной мере из основных метаморфогенных пород группируются по степени сродства к кислороду ($\Delta Z_{1000}^{\text{Гросс}} = 1769,34 \text{ кДж}$; $\Delta Z_{1000}^{\text{Пир}} = 1499,34 \text{ кДж}$; $\Delta Z_{1000}^{\text{Алм}} = 528,94 \text{ кДж}$, в то время как ионные радиусы элементов не согласуются с полученной геохимической последовательностью компонентов ($R_{Ca} = 1,03 \cdot 10^{-10} \text{ м}$; $R_{Mg} = 0,70 \cdot 10^{-10} \text{ м}$; $R_{Fe^{2+}} = 0,74 \cdot 10^{-10} \text{ м}$. Гроссуляровая и пироповая составляющие гранатов в этом случае могут быть рассмотрены как взаимокompенсирующие составные части в структуре минерала.

Согласно изложенному, гранаты, существующие с орто- и клинопироксеном в основных гранулитах и железистых кварцитах в Побужье и Приазовье, где они пользуются меньшим распространением, обнаруживают сложный изоморфизм и существенное отклонение от идеальности. При рассмотрении обменной реакции с образованием неидеальных твердых растворов легко прийти к выводу, что обменное равновесие устанавливается между минералами, один из которых характеризуется симметричной кривой сольвуса (гранат), а другой — обнаруживает значительную асимметрию в положении этой

кривой (Саксена, 1975). Таким образом, температурная оценка этих равновесий будет более надежной при использовании модели асимметричного субрегулярного раствора. Приближенная оценка распределения Fe и Mg между орто- и клинопироксенами в гранатах содержащих железистых кварцитах в Побужье и Приазовье (гл. VII) показывает, что температура перераспределения Fe и Mg в период формирования гранат-пироксеновых парагенезисов (в пределах ошибки расчетов) изменяется в очень узком интервале (740—760° С). Это дает основание использовать при расчетах допущение об изотермичности гранат-клинопироксеновых ассоциаций.

Константа равновесия определенной изотермы при двухфазовом распределении компонента между асимметричными субрегулярными растворами связана с константами смешения A_0 и A_1 следующим уравнением:

$$\begin{aligned} \ln K_T = & \ln K_D + \frac{A_0^{\text{МП}}}{RT} (X_{\text{Fe}} - X_{\text{Mg}})^{\text{МП}} + \\ & + \frac{A_1^{\text{МП}}}{RT} (6X_{\text{Fe}}X_{\text{Mg}} - 1)^{\text{МП}} + \\ & + \frac{A_0^{\text{ГР}}}{RT} (X_{\text{Mg}} - X_{\text{Fe}})^{\text{ГР}} + \\ & + \frac{A_1^{\text{ГР}}}{RT} (6X_{\text{Fe}}X_{\text{Mg}} - 1)^{\text{ГР}}, \end{aligned} \quad (48)$$

где $K_T = K_D \left(\frac{\gamma_{\text{Fe}}}{\gamma_{\text{Mg}}} \right)^{\text{ГР}} \cdot \left(\frac{\gamma_{\text{Mg}}}{\gamma_{\text{Fe}}} \right)^{\text{МП}}$

(для обменной реакции Пир + Гед = Алм + Ди). Переопределенная система уравнений решалась с помощью ЭЦВМ «Мир-2» методом наименьших квадратов и методом вращения. При $T = 1100^\circ \text{C}$ использовались экспериментальные данные Д. Акеллы и Ф. Бойда (1973), по которым кальциевость гранатов изменяется в небольших пределах, составляя в среднем $19,45 (\pm 2,6)$, и ее можно рассматривать как постоянную. Соотношение фазового состава связывается уравнением $X_{\text{Fe}}^{\text{ГР}} = 0,162 + 0,843 \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{МП}} - 0,961 \cdot (X_{\text{Fe}}^{\text{МП}})^2$, которое не соответствует идеальной изотерме.

В условиях гранат-пироксеновой субфации Побужья распределение Fe и Mg между гранатом и клинопироксеном (ортопироксеном) является неидеальным: $X_{\text{Fe}}^{\text{ГР}} = 0,402 + 1,375 X_{\text{Fe}}^{\text{МП}} - 1,030 \cdot (X_{\text{Fe}}^{\text{МП}})^2$. Вместе с тем

по колебаниям кальциевости эта серия гранатов хорошо сопоставляется с составом гранатов из эксперимента Д. Акеллы и Ф. Бойда. Среднее значение кальциевости побужских гранатов, сосуществующих с клинопироксеном, составляет $19,89 (\pm 2,2)$. Принято, что зависимость обменной реакции от давления является неопределенной и объемный ее эффект существенно зависит от кальциевости гранатов альмандин-пиропового ряда; и богатых кальцием железом-магнезиальных клинопироксенов. С хорошим приближением эту реакцию можно рассматривать как слабо зависящую от давления.

По распределению Fe и Mg между орто- и клинопироксенами изотерма гранулитовой фации Побужья в указанной выше субфации составляет около 820°C , и появляется возможность сопоставить константы равновесия для изотерм 1100°C и 820°C по обменному равновесию $\text{Пир}_{\text{ГР}}^{20} + \text{Гед}_{\text{ГР}} = \text{Алм}_{\text{ГР}}^{20} + \text{Ди}_{\text{ГР}}$. Межфазовое распределение рассчитано с помощью субрегулярной модели смешения:

$$K_{1100} = 2,369 (\pm 0,16); \quad A_0^{\text{МП}} = 0,673;$$

$$A_1^{\text{МП}} = 1,429; \quad A_0^{\text{ГР}} = 2,064; \quad A_1^{\text{ГР}} = -0,165;$$

$$\Delta Z_T^0 = -9,845 \text{ кДж}; \quad \Delta V = (-1,762 \div$$

$$\div -1,894) \cdot 10^{-6} \text{ м}^3.$$

$$K_{820} = 5,309; \quad A_0^{\text{МП}} = 1,936; \quad A_1^{\text{МП}} = 0,362;$$

$$A_0^{\text{ГР}} = -0,309; \quad A_1^{\text{ГР}} = 2,00; \quad \Delta Z_T^0 =$$

$$= -15,154 \text{ кДж}; \quad \Delta V = -1,643 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3.$$

Приближенное значение энтропии реакции $\Delta S_{\text{реак}} = -18,954 \text{ Дж/К}$ и $\frac{dP}{dT} = 433,713 \text{ Дж/10}^5 \text{ Па}$, что указывает на незначительную зависимость равновесия от давления. В интервале $1000\text{—}1500 \text{ К}$ энтропия обменного равновесия $\text{Гед}_{\text{ГР}} + \text{Эн}_{\text{ГР}} = \text{Ди}_{\text{ГР}} + \text{Фс}_{\text{ГР}}$ составляет по расчетам автора $\Delta S_{\text{реак}} = -8,494 \div -2,301 \text{ Дж/К}$. Если в первом приближении принять ΔH_T^0 и ΔS_T^0 постоянными, то получается, что гранат-клинопироксеновое равновесие является, в сравнении с орто-клинопироксеновым, более чувствительным к изменению температуры, так как $\Delta S_T^0 = -21,464 \text{ Дж/К}$.

Отчетливое отклонение от идеальности обмена Mg и Fe между гранатом и клинопирок-

МИНЕРАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ В СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

сеном выражается в появлении избыточных функций даже при 1100°C : $\Delta Z^{ex} = -RT \ln K_P = -RT \left(\frac{\gamma_{\text{Fe}}}{\gamma_{\text{Mg}}} \right) \cdot \left(\frac{\gamma_{\text{Mg}}}{\gamma_{\text{Fe}}} \right)$, где $K_P \neq 1$. Этот параметр связан с константой равновесия аппроксимированных составов уравнением: $K_P = 3,035 - 1,290 \cdot K_D + 0,812 \cdot K_D^2$. Зависимость K_P и K_D , выведенная из указанных выше экспериментов, хорошо согласуется с независимыми экспериментальными результатами Б. Хенсена (Hensen, 1973): $K_{1100} = 2,366 - 2,409$. Для изомеры 820°C отклонение от идеальности выражается следующей зависимостью: $K_P = 3,212 - 0,614 \cdot K_D + 0,037 \cdot K_D^2$. В практической термодинамике связь коэффициентов типа $y = a + bx + cx^2$ с температурой обычно с удовлетворительной точностью передается линейными уравнениями. Применительно к данной задаче они имеют следующий вид: $a = 2,543 + 0,729 \cdot 10^3/K$; $b = (3,922 - 3,615) \cdot 10^3/T$; $c = (0,746 - 0,77) \cdot 10^3/T$ (ТК). Константы равновесия для различных температур ($T^\circ\text{C}$), рассчитанные предложенным методом, приведены ниже: $K_{1400} = 1,337$; $K_{1300} = 1,445 \div 1,480$; $K_{1250} = 1,588$; $K_{1100} = 2,366 - 2,409$; $K_{820} = 5,309$.

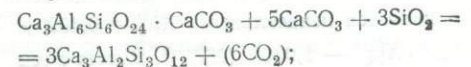
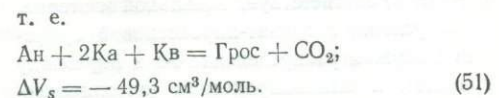
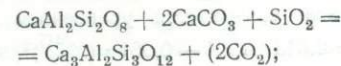
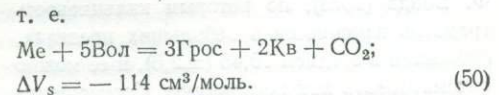
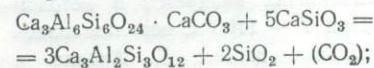
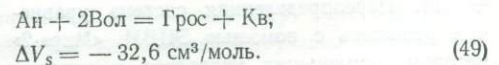
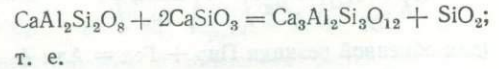
Коэффициенты в уравнениях, связывающих K_P с K_D , могут быть использованы для приближенного расчета константы равновесия единичных гранат-клинопироксеновых пар из метаморфических пород, так как величины a , b , c не очень значительно изменяются с температурой. Например, в области $700-900^\circ\text{C}$ полученные результаты с удовлетворительным приближением описывают изменение константы равновесия с температурой метаморфизма. Уравнение $K_P = 3,212 - 0,614 \cdot K_D + 0,037 \cdot (K_D)^2$ используется для получения величины K_P по известному $K_D^{\text{Гр-МП}}$; затем выводится константа равновесия $K_T = K_P \cdot K_D$ и сопоставляется с приведенными выше значениями констант равновесия для различных температур.

В заключение важно подчеркнуть, что обменная реакция $\frac{1}{3} \text{Пир}_{\text{Гр}} + \text{Гед}_{\text{Гр}} = \text{Алм}_{\text{Гр}} + \text{Ди}_{\text{Гр}}$, если представить ее гипотетическое протекание при стандартном давлении (10^5 Па), приостанавливается при $T = 1400^\circ\text{C}$ ($\Delta Z_T^0 \sim 0$). В этих условиях распределение Fe и Mg регулируется только давлением.

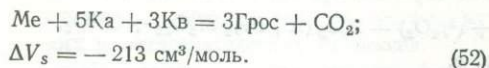
Рассмотрим минеральные ассоциации гранатов, близких к гроссуляру (Андр $< 20\%$). Подобные гранаты отмечены и в карбонатных породах, и в скарнах, и в известково-силикатных гнейсах, но характерны они для известково-силикатных и карбонатных пород (мраморов и кальцифиров) метаморфического генезиса (см. табл. 5—7). Они распространены в разных районах щита (Приднестровье, Приазовье, Волынь), однако наиболее развиты в Приднестровье, где степень диафореза (амфиболитовой фации) наименьшая.

В известково-силикатных породах Приднестровья в связи с наложением нескольких фаз метаморфизма и метасоматоза, как правило, наблюдается несколько парагенезисов, неравновесных друг с другом ($\text{Ка} + \text{Кв} + \text{МП} + \text{Пл}$, $\text{Ка} + \text{Кв} + \text{МП} + \text{Ск} \pm \text{Вол}$, $\text{Вол} + \text{Гр} + \text{Ка} \pm \text{Кв}$ или $\text{Ск} + \text{Гр} + \text{Ка} \pm \text{Кв}$, явно вторичные Клц , цеолиты и минералы группы монтмориллонита-нонтронита). На существенные отклонения от равновесия указывают и вариации показателей преломления граната (обычно порядка $0,006-0,010$) в одном и том же иммерсионном препарате. В отдельных зернах зафиксированы изменения $n_{\text{Гр}}$ от 1,742 до 1,754.

Судя по взаимоотношениям минералов, гранат, близкий к гроссуляру, образуется в результате следующих реакций:



т. е.



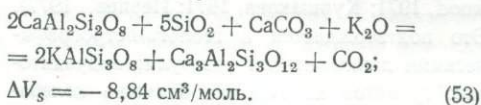
Так как в этих реакциях участвует только аноритовая составляющая, то плагиоклаз раскисляется — нередко отмечается зональность. Например, в обр. С — 38 (см. табл. 6) основность плагиоклаза изменяется от 32 в центральной части зерен до 6 — в периферической. Реакция (49) идет только в условиях большой активности воды. При повышении парциального давления CO_2 гроссуляр образуется по реакции типа (50, 51 и 52). Как показывает изменение объема твердых фаз, существенную роль играет $P_{\text{общ}}$. Появление гроссуляра обусловлено понижением температуры, синхронным с уменьшением парциального давления CO_2 и активизацией воды.

Реакция (49) детально изучена экспериментально (Newton, 1966б; Storre, 1970 и др.). По данным Шторре, моновариантное равновесие $\text{Ан} + \text{Вол} + \text{Грос} + \text{Кв}$ при $P_{\text{общ}} = 2 \cdot 10^8$ Па стабильно, если $X_{\text{CO}_2} \leq 0,3$ и $T = 630 \pm 20^\circ \text{C}$. Повышение $P_{\text{общ}}$ смещает невариантную точку $\text{Ан} + \text{Вол} + \text{Грос} + \text{Кв} + \text{Ка}$ в область более высоких температур и больших X_{CO_2} (40°C на $1 \cdot 10^8$ Па). Реакция (51) исследована Гордоном и Гринвудом (Gordon, Greenwood, 1971). При $P_{\text{общ}} = 2 \cdot 10^8$ Па она идет от указанной выше невариантной точки в направлении уменьшения температуры и X_{CO_2} (до 500°C и $X_{\text{CO}_2} = 0,02$). Выше той же невариантной точки в координатах $T^\circ \text{C} - X_{\text{CO}_2}$ прослежена реакция $\text{Ка} + \text{Ан} + \text{Вол} = \text{Грос} + \text{CO}_2$, которая ограничивает поле устойчивости бескварцевых парагенезисов гроссуляра (до 790°C). Она определяется в основном парциальным давлением углекислоты. Повышение $P_{\text{общ}}$ смещает все эти равновесия в сторону более высоких температур и X_{CO_2} .

Реакции (50) и (52) экспериментально не исследованы. Они фиксируют более резкое падение X_{CO_2} (скаполитизация, предшествующая образованию гроссуляра, свидетельствует о повышении фугитивности CO_2 и активности СаО).

Скарны отличаются обычно меньшим количеством главных породообразующих минералов и более существенными отклонениями от равновесия по сравнению с метаморфическими породами. Формирование гранатсодер-

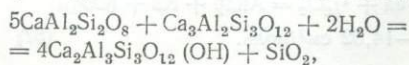
жащих скарнов связано со следующими процессами в PT -условиях амфиболитовой фации: 1) диафорез салит-скаполит-волластонитовых скарнов и метасоматитов гранулитовой фации; 2) гранитизация известково-силикатных пород; 3) карбонатный метасоматоз силикатных пород; 4) биметасоматоз между карбонатными и силикатными породами. Связь гроссуляра с микроклинизацией известково-силикатных пород в кристаллическом фундаменте Приднестровья наблюдается и в макро-, и в микро-масштабе. В частности, в микроклинизированных клинопироксеновых гнейсах отмечены симплектиты гроссуляра с микроклином и отдельные полосы, сложенные микроклином, гроссуляром и кальцитом. Образование их можно иллюстрировать следующей реакцией:



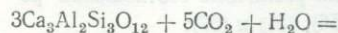
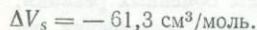
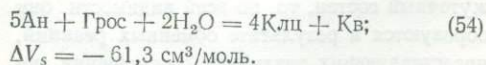
Обычно наблюдается зональность, отражающая и метасоматические, и диафорические изменения: $\text{Ка} + \text{Кв} + \text{Пл}$ ($\text{Ск}_{\text{нт}}$) \rightarrow $\text{Вол} + \text{Ка} + \text{Кв} + \text{Ск}$ ($\text{Пл}_{\text{рел}}$) \rightarrow $\text{Грос} + \text{Ка} + \text{Кв} \rightarrow \text{Ми} + \text{Кв}$. Первая зона отвечает кальцифрам, последняя — микроклиновым гранитам. Клинопироксен и сфен присутствуют во всех зонах, нередко обнаруживают признаки собирательной кристаллизации. В зоне $\text{Грос} + \text{Ка} + \text{Кв}$ резорбируются плагиоклаз, скаполит, волластонит и клинопироксен, причем железистость последнего повышается в связи с преимущественным выносом Mg.

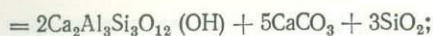
При карбонатном метасоматозе наблюдаются следующие зоны: $\text{Мп} + \text{Пл} + \text{Сф} \rightarrow \text{МП} + \text{Ск} \rightarrow \text{МП} + \text{Вол} + \text{Ск} \rightarrow \text{Ка} + \text{МП}$ (90—95% Ка). Гроссуляр присутствует в первых трех зонах в качестве вторичного минерала. Иногда существенно гроссуляровые языки или полосы возникают непосредственно при blastomylonitization клинопироксеновых гнейсов (без указанной зональности).

Нижний предел устойчивости гроссуляра фиксируется по каемкам клиноцоизита:

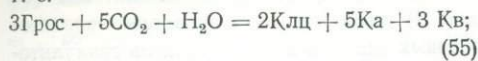


т. е.



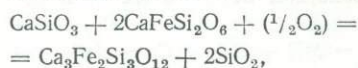


т. е.

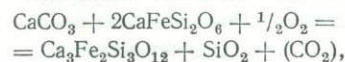
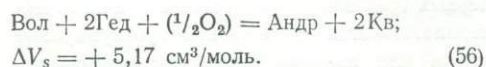


$$\Delta V_s = +149 \text{ см}^3/\text{моль}.$$

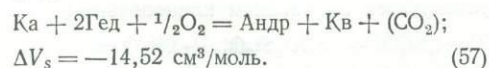
Все особенности появления существенно андрадитовых гранатов вместо гроссуляровых связаны с изоморфизмом $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$. По экспериментальным данным поля устойчивости андрадита и гроссуляра перекрываются по температуре и давлению, причем стабильность андрадита шире как по верхним, так и по нижним пределам, т. е. соотношение гроссулярового и андрадитового компонентов и особенности минеральных равновесий определяются режимом кислорода и углекислоты (Калинин, 1969; Storge, 1970; Gordon, Greenwood, 1971; Куршакова, 1971; Перцев, 1977). Это подтверждается и геолого-петрографическими данными: для гроссуляр-андрадитовых гранатов характерны большие колебания состава в пределах одного района (см. табл. 5) или месторождения (Соболев, 1964). Способ образования (метаморфический или метасоматический) не влияет на распространение андрадита — лишь бы было достаточное количество FeO и соответствующий режим O_2 и CO_2 . В отличие от экспериментальных реакций, в которых, как правило, участвуют магнетит и гематит, в парагенезисах известково-силикатных пород Украинского щита эти минералы чаще всего отсутствуют, что, вероятно, связано с высокой активностью CaO. Образование чистого андрадита, по-видимому, протекает по таким реакциям:



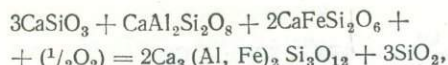
т. е.



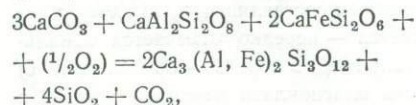
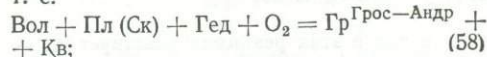
т. е.



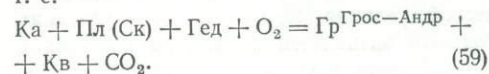
Так как реальные гранаты имеют промежуточный состав, то, по всей видимости, они образуются в результате обменных реакций, представляющих различные соотношения реакций (49) и (56), (51) и (57):



т. е.



т. е.



Обычное отсутствие волластонита и кальцита в существенно андрадитовых парагенезисах, вероятно, объясняется сдвигом реакций вправо при избыточном количестве клинопироксена. Кварц и CO_2 , по-видимому, выносятся. Диаграммы равновесий андрадита и геденбергита в зависимости от T , f_{O_2} и f_{CO_2} приводятся в работах Л. Д. Куршаковой (1970, 1971) и Н. Н. Перцева (1977).

Петрологическая информативность гроссуляр-андрадитового граната и его парагенезисов. Распространено мнение, что гроссуляр характерен для регионально-метаморфических известково-силикатных пород, а андрадит — для контактовых роговиков и скарнов (Дир и др., 1965; Фашии метаморфизма, 1970). При этом полагают, что гроссуляр-андрадитовый гранат так же, как и волластонит, равновесный с Ка, Ск, Пл, МП и Кв и устойчивый в гранулитовой фации метаморфизма (Коржинский, 1945; Добрецов и др., 1972; Маракушев, 1973; Кишул, 1973). В то же время некоторые исследователи считают, что гроссуляр в гранулитовой фации нестабилен (Тернер, Ферхуген, 1961; Винклер, 1969). Интерес к гроссуляру особенно возрос после выделения гроссуляровой субфации глубинности (Коржинский, 1936, 1945). Обширная литература, посвященная равновесиям гроссуляра и андрадита, приводится в монографии Н. Н. Перцева (1977). В основном это экспериментальные исследования и термодинамические расчеты в системах $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ и $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ при условии равновесности. Между тем в природных силикатно-карбонатных породах наблюдаются существенные отклонения от равновесия, так как они чутко реагируют на изменение температуры, давления и состава метаморфического

флюида. Изменения внешних параметров обусловлены многократностью метаморфических и метасоматических процессов.

На примере кристаллического фундамента Приднестровья было отмечено, что гроссуляр в виде каемок и псевдоморфоз развивается по Пл, Ск и Вол, причем скаполит-волластонитовые породы залегают в виде метасоматических жил и гнезд, часто приурочены к разрывным нарушениям и, таким образом, являются вторичными по отношению к исходным $Kв + Ка + Пл + МП$ породам, т. е. кварц-кальцитовые, волластонитовые и гроссулярсодержащие парагенезисы связаны с разными фазами метаморфизма и метасоматоза (Венидиктов, 1974, 1978). Во второй фазе метаморфизма устойчивы скаполит и волластонит (гранулитовая фация), в третьей — на стыках между ними везде образуются каемки гроссуляра. В ассоциирующих мета-

пелитах и метабазах фиксируется наложение диафтореза амфиболитовой фации ($Kв + Би + Сил + Тур$, $Анд + Му + Би$, $Рог + МП + Кв$ и др.). Как уже указывалось, в шлифах отмечалась связь гроссуляра с ясно решетчатым максимальным микроклином. Сходные наблюдения об условиях залегания гроссуляровых и волластонитовых парагенезисов и соответствующие выводы об их генезисе приводятся в книге Н. Н. Перцева (1977).

Таким образом, появление гроссуляр-андрадитового граната в известково-силикатных породах обусловлено диафторезом в условиях амфиболитовой фации (синхронным понижением температуры и фугитивности углекислоты в растворе), а доля андрадитового компонента в гранате определяется фугитивностью кислорода, которая по эмпирическим данным повышается с глубиной диафтореза.

ГЛАВА XII. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНАТОВ

При выделении парагенетических типов гранатов Украинского щита использован принцип Н. В. Соболева (1964), в котором основу типизации гранатов составляют включающие их минеральные парагенезисы вмещающих пород.

На Украинском щите описано семь групп метаморфических гранатов по составу вмещающих пород и две группы гранатов гранитоидов (региональные и жильные). В каждой группе выделены парагенетические типы гранатов по ведущим минеральным ассоциациям и, если это возможно, по их фациальной принадлежности. Всего наметилось 62 парагенетических типа гранатов (табл. 36, 37). Большая их часть относится к существенно альмандиновым гранатам пироп-альмандинового ряда.

В группе I (метапелитов бедных СаО и богатых K_2O) выделены парагенетические типы с Хл, Ст, Сил + Му, Сил + КПШ, Кор + КПШ + Сил, Гип + КПШ, Шп + КПШ. Гранаты I группы разделены также по фациальной принадлежности. Все гранаты I группы, за редким исключением, бедны спессартиновым и Са-компонентами. С падением степени метаморфизма в гранатах этой группы увеличиваются железистость и суммарное содержание Мп-и Са-компонентов и соответственно уменьшается концентрация пиропового компонента. В гранатах гранулитовой и амфиболитовой фаций практически нет Мп-компонента и отмечается небольшое постоянное содержание Са-компонента (около 4%). Аномально высокое содержание спессартинового минала ($13,27 \pm 8,23\%$) в гранатах из силлиманит-мусковит-микроклиновых гнейсов (тип 3) объясняется фракционированием МпО в гранатах Центрально-Ан-

новской полосы (Криворожье) (Прил., табл. 1, ан. 11, 12).

Для гранатов группы II (из бедных K_2O и СаО метапелитов) намечаются те же основные тенденции зависимости состава гранатов от состава вмещающих пород и фации метаморфизма, что и для I группы. В этой группе выделяются парагенетические типы с куммингтонитом (грюнеритом), гиперстеном, а также гранат-биотитовые метасоматиты. С падением степени метаморфизма в гранатах увеличиваются суммарное содержание Мп-и особенно Са-компонента и их железистость (рис. 73, 74). В гранатах из гранат-биотитовых метасоматитов по железистым породам отмечаются повышенная кальциевость и пониженная марганцовистость (тип 21). Эти гранаты близки по составу к гранатам из амфиболитовой фации I и I + II групп (рис. 75). Изофациальные гранаты рассмотренных групп мало отличаются друг от друга. Наибольшую дисперсию дают парагенетические типы 9 и 19 — парагенезис Гр + Би + Кв + КПШ + Пл. Гранат из этого парагенезиса наименее информативен для установления его фациальной принадлежности.

В группе III (гранатов из метабазитов) выделяется один парагенетический тип — гранатов из двупироксеновых метабазитов. Для выделения типа гранатовых амфиболитов мало данных.

В группе IV (гранатов из железистых пород бедных СаО) отмечаются парагенетические типы по наличию Кум (Грн), Гип + Кум и Гип (без Кум). Эти парагенетические типы гранатов различаются по степени метаморфизма. С повышением последней в гранатах растет содержание Мп-, Са-компонентов и железистость. Несколько повышенное содержание

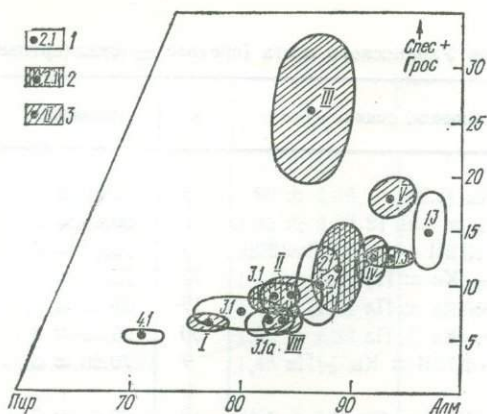


Рис. 73. Парагенетические типы гранатов Украинского щита:

1 — из метапелитов группы I; 2 — из метапелитов группы II; 3 — из разных групп (I—V). Показаны 95%-ные доверительные эллипсы (см. табл. 36). Арабские цифры на рис. — символ фации; римские — номер группы. 2. 1 — индекс субфации

спессартинового минала в парагенетическом типе-35 получилось за счет гранатов Среднего Побужья, отличающихся большой марганцовистостью.

Гранаты группы V (из железистых пород богатых СаО) находятся в парагенезисах: грюнерит-роговообманковых, фаялит-двупироксеновых и двупироксеновых. Среди последних можно различать бедные и богатые MnO. Гранаты богатые MnO характерны для Среднего Побужья. Грюнерит-роговообманковые принадлежат к зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации, а фаялит содержащие — к гранулитовой фации (Мангушский район). Двупироксеновые железистые породы относятся как к амфиболитовой, так

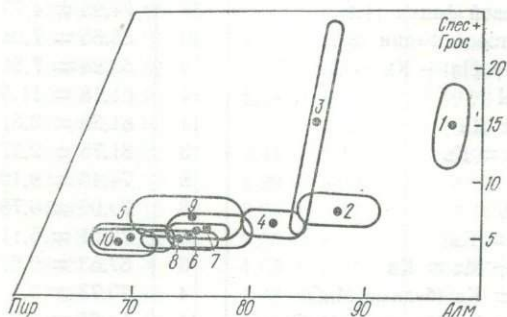


Рис. 74. Парагенетические типы гранатов из метапелитов группы I.

Цифры на рисунке — порядковый номер парагенетического типа в табл. 36

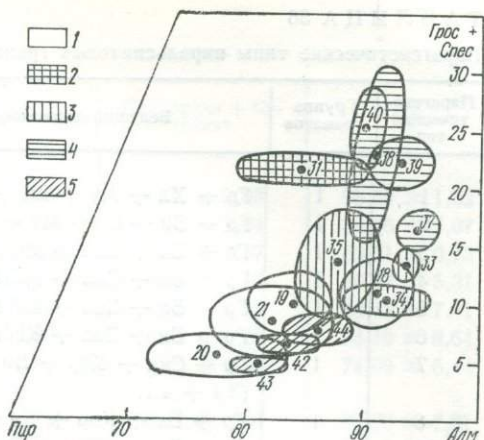


Рис. 75. Сравнение парагенетических типов гранатов из разных групп:

1 — метапелитов (группа II); 2 — метабазитов (группа III); 3 — железистых пород бедных СаО (группа IV); 4 — железистых пород богатых СаО (группа V); 5 — гранитоидов, имеющих региональное распространение (группа VIII). Цифры отвечают порядковым номерам парагенетических типов по табл. 37, 38

и к гранулитовой фации. Гранаты из железистых пород бедных и богатых СаО отчетливо различаются по содержанию Са-компонента (36 и 41 парагенетические типы).

В группе VI существенно кальциевых гранатов выделены парагенетические типы по составу граната и вмещающей его породы. По составу гранатов различаются гроссуляры, андрадит-гроссуляры, гроссуляр-андрадиты и андрадиты. Гранат содержат скарны, известково-силикатные сланцы и карбонатные породы. Последние включают лишь гроссуляр, а гранат из скарнов и известково-силикатных пород — весь андрадит-гроссуляровый ряд (типы 54—62). К группе VII отнесены редкие для Украинского щита существенно спессартиновые гранаты из низкотемпературных сланцев (тип 53).

В региональных гранитоидах (группа VIII) выделяются три главных парагенетических типа: гранат-биотитовые, гранат-кордиеритовые и гранат-гиперстеновые (чарнокиты) (типы 42—45). Гранаты всех этих типов имеют довольно близкий состав: они высоко железисты (80—85), бедны Mn и Са. Лишь гранаты из чарнокитов несколько обогащены Са-компонентом (около 6%). По составу гранаты из гранитоидов (группа VIII) близки гранатам из метапелитов амфиболитовой фации.

ТАБЛИЦА 36

Парагенетические типы пиральспитовых гранатов Украинского щита (среднее \pm стандартное

Парагенетический тип	Группа гранатов	Ведущий парагенезис (порода, фация)	n	Альмандин
1	I	Гр + Хл + Му + Би + Кв (1.3)	3	82,20 \pm 2,05
2	I	Гр + Би + Ст + Му + Кв \pm Анд (2.1)	7	80,16 \pm 5,04
3	I	Гр + Би + Сил + Му + КПШ + Кв \pm Пл (2.2)	3	70,36 \pm 7,58
4	I	Гр + Би + Сил + КПШ + Кв \pm Пл (3.1)	13	75,65 \pm 5,21
5	I	Гр + Би + Сил + КПШ + Кв \pm Пл (4.1)	17	65,01 \pm 7,53
6	I	Гр + Би + Сил + КПШ + Кв \pm Пл	30	69,99 \pm 8,17
7	I	Гр + Сил + Кор + Би + КПШ \pm Кв + Пл (3.1 + 4.1)	7	70,66 \pm 5,79
8	I	Гр + Би + Кор + Кв + КПШ \pm Пл (3.1 + 4.1)	18	69,01 \pm 6,49
9	I	Гр + Би + КПШ + Пл + Кв (3.1 + 4.1)	11	68,00 \pm 6,66
10	I	Гр + Гип + Би + КПШ + Кв + Пл (4.1)	5	64,43 \pm 2,11
11	I	Гр + Би + Шп + КПШ \pm Пл \pm Кор	3	69,84 \pm 5,07
12	I	Парагенезисы зеленосланцевой фации (1.3)	3	82,20 \pm 2,05
13	I	Парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации (2.1 + 2.2)	10	77,22 \pm 7,22
14	I	Парагенезисы промежуточной фации (3.1)	20	75,66 \pm 4,45
15	I	Парагенезисы промежуточной фации (3.1a)	7	72,84 \pm 6,15
16	I	Парагенезисы гранулитовой фации (4.1)	45	66,07 \pm 6,27
17	I	Парагенезисы группы I	86	70,62 \pm 7,73
18	II	Гр + Би + Кум (Грн) + Кв	10	80,31 \pm 7,90
19	II	Гр + Би + Кв \pm Пл	22	74,00 \pm 10,01
20	II	Гр + Би + Гип + Пл + Кв	6	72,08 \pm 7,26
21	II	Гр + Би + Кв (метасоматиты)	3	73,88 \pm 3,62
22	II	Парагенезисы группы II	37	75,61 \pm 9,46
23	II	Парагенезисы зеленосланцевой фации (1.3)	6	80,94 \pm 3,59
24	II	Парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации (2.1 + 2.2)	8	83,37 \pm 5,45
25	II	Парагенезисы амфиболитовой фации (3.1)	17	74,79 \pm 5,52
26	II	Парагенезисы гранулитовой фации (4.1)	4	60,95 \pm 13,85
27	I + II	Парагенезисы зеленосланцевой фации (1.3)	9	81,36 \pm 3,08
28	I + II	Парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации (2.1 + 2.2)	21	78,34 \pm 7,48
29	I + II	Парагенезисы гранулитовой фации (4.1)	36	74,95 \pm 4,73
30	I + II	Парагенезисы амфиболитовой фации (3.1)	49	65,65 \pm 7,08
31	III	Гр + Гип + Пи + Рог + Пл + Кв + Би	9	63,28 \pm 7,50
32	III	Парагенезисы группы III	14	61,18 \pm 11,38
33	IV	Гр + Кум (Грн) \pm Мт \pm Кв	14	81,33 \pm 3,81
34	IV	Гр + Гип + Кум + Мт \pm Кв	3	81,75 \pm 2,37
35	IV	Гр + Гип + Мт \pm Кв	9	74,46 \pm 9,12
36	IV	Парагенезисы группы IV	28	79,06 \pm 6,78
37	V	Гр + Грн + Рог + Мт \pm Кв	10	78,51 \pm 5,11
38	V	Гр + Фа + Гип + Пи + Мт \pm Кв	3	67,63 \pm 0,67
39	V	Гр + Гип + Пи + Мт \pm Кв (бедные MnO)	4	70,73 \pm 3,5
40	V	Гр + Гип + Пи + Мт \pm Кв (богатые MnO для Среднего Побужья)	11	64,65 \pm 5,92

отклонение)

Пироп	Спессартин	Са-гранат (гроссуляр)	Спессартин + Са-гранат	F
2,84 \pm 1,37	7,80 \pm 2,46	7,16 \pm 2,46	14,96 \pm 3,08	96,69 \pm 1,52
12,34 \pm 4,65	3,25 \pm 2,26	4,26 \pm 1,40	7,50 \pm 2,04	86,66 \pm 5,07
14,16 \pm 1,09	13,27 \pm 10,77	2,21 \pm 2,35	15,48 \pm 8,57	83,21 \pm 0,73
17,89 \pm 4,93	1,92 \pm 1,45	4,54 \pm 1,64	6,46 \pm 2,13	80,87 \pm 5,31
29,86 \pm 6,78	1,54 \pm 1,03	3,58 \pm 1,80	5,12 \pm 2,08	68,48 \pm 7,31
24,36 \pm 8,15	1,69 \pm 1,23	3,96 \pm 1,80	5,65 \pm 2,23	74,19 \pm 8,64
23,62 \pm 6,27	1,45 \pm 1,32	4,26 \pm 1,20	5,72 \pm 2,30	74,99 \pm 6,44
25,93 \pm 6,98	2,06 \pm 1,51	3,01 \pm 0,84	5,07 \pm 1,54	72,73 \pm 7,21
25,08 \pm 8,68	3,85 \pm 3,16	3,07 \pm 1,94	6,92 \pm 3,15	73,26 \pm 9,03
30,62 \pm 3,27	1,13 \pm 0,34	3,82 \pm 1,10	4,95 \pm 1,24	67,81 \pm 3,07
23,08 \pm 4,5	2,25 \pm 1,54	4,80 \pm 1,47	7,65 \pm 3,01	74,01 \pm 5,88
2,84 \pm 1,37	7,80 \pm 0,62	7,16 \pm 2,46	14,96 \pm 3,08	96,69 \pm 1,51
12,88 \pm 3,93	6,26 \pm 7,26	3,64 \pm 1,87	9,90 \pm 5,83	85,62 \pm 4,48
17,55 \pm 5,40	2,95 \pm 2,73	3,84 \pm 1,72	6,79 \pm 2,81	81,26 \pm 5,62
19,80 \pm 6,16	3,28 \pm 0,78	4,07 \pm 1,35	7,35 \pm 1,98	78,64 \pm 6,58
28,88 \pm 6,09	1,38 \pm 0,93	3,67 \pm 1,41	5,05 \pm 1,83	69,58 \pm 6,39
22,86 \pm 9,08	2,73 \pm 3,33	3,80 \pm 1,70	6,53 \pm 3,58	75,72 \pm 9,39
8,65 \pm 4,97	2,91 \pm 2,36	8,13 \pm 4,47	11,04 \pm 5,10	90,18 \pm 5,86
15,93 \pm 7,82	4,80 \pm 6,12	5,26 \pm 3,96	10,06 \pm 6,22	82,16 \pm 9,35
22,15 \pm 7,33	1,74 \pm 1,07	4,05 \pm 1,37	5,78 \pm 2,08	76,51 \pm 7,70
17,49 \pm 5,08	1,67 \pm 1,10	6,95 \pm 2,21	8,62 \pm 2,90	80,93 \pm 5,08
15,29 \pm 8,17	3,66 \pm 4,98	5,44 \pm 3,41	9,10 \pm 5,15	83,12 \pm 9,32
6,61 \pm 3,02	1,66 \pm 0,63	10,79 \pm 1,71	12,45 \pm 1,23	92,44 \pm 3,50
8,47 \pm 2,49	2,34 \pm 2,04	5,82 \pm 2,82	11,70 \pm 6,43	87,51 \pm 4,53
17,32 \pm 4,74	4,31 \pm 4,28	3,58 \pm 2,60	7,89 \pm 4,54	81,22 \pm 4,83
26,90 \pm 3,33	8,07 \pm 11,93	4,08 \pm 1,55	12,15 \pm 10,60	68,62 \pm 8,47
5,35 \pm 3,12	3,71 \pm 3,13	9,58 \pm 2,58	13,29 \pm 2,21	93,86 \pm 3,57
11,26 \pm 4,14	5,13 \pm 5,85	5,26 \pm 3,47	10,39 \pm 5,93	87,35 \pm 4,65
17,75 \pm 4,95	3,53 \pm 3,59	3,77 \pm 2,15	7,30 \pm 3,71	80,92 \pm 5,08
28,72 \pm 5,92	1,93 \pm 3,62	3,70 \pm 1,41	5,63 \pm 3,74	69,50 \pm 6,48
15,05 \pm 8,62	2,59 \pm 1,41	19,68 \pm 1,49	21,67 \pm 2,20	80,94 \pm 10,66
13,71 \pm 6,94	5,34 \pm 8,16	19,76 \pm 5,83	25,10 \pm 10,59	81,59 \pm 8,83
6,44 \pm 3,00	1,77 \pm 1,70	10,46 \pm 4,03	12,23 \pm 4,82	92,74 \pm 3,09
7,87 \pm 3,26	3,41 \pm 2,18	6,97 \pm 3,33	10,38 \pm 1,18	91,24 \pm 3,53
11,97 \pm 6,67	4,89 \pm 5,02	8,69 \pm 5,77	13,57 \pm 7,21	86,16 \pm 7,82
8,52 \pm 5,15	3,04 \pm 3,48	9,44 \pm 4,64	12,48 \pm 5,46	90,29 \pm 5,84
5,16 \pm 3,02	2,65 \pm 1,72	13,69 \pm 2,49	16,34 \pm 2,99	93,79 \pm 3,73
9,27 \pm 2,3	1,53 \pm 0,97	21,57 \pm 5,65	23,1 \pm 6,62	88,6 \pm 2,27
7,25 \pm 2,18	1,43 \pm 0,98	20,61 \pm 1,86	22,04 \pm 2,84	91,43 \pm 3,70
9,69 \pm 3,08	9,37 \pm 3,23	16,01 \pm 2,71	25,38 \pm 5,94	87,34 \pm 3,85

Парагенетический тип	Группа гранатов	Ведущий парагенезис (порода, фация)	n	Альмандин
41	V	Парагенезисы группы V	14	75,66 ± 6,32
42	VIII	Парагенезисы гранат-биотитовых гранитов	29	77,33 ± 6,30
43	VIII	Парагенезисы гранат-кордиерит-биотитовых гранитов	20	74,41 ± 4,62
44	VIII	Парагенезисы гранат-гиперстеновых гранитов	9	78,32 ± 4,38
45	VIII	Парагенезисы группы VIII	60	76,95 ± 5,87
46	IX	Парагенезисы гранат-мусковитовых пегматитов	7	57,37 ± 16,09
47	IX	Парагенезисы аплит-пегматоидных гранитов р. Базавлук	7	54,83 ± 11,75
48	IX	Парагенезисы лептитоподобных пород	5	20,06 ± 10,59
49	IX	Парагенезисы гранат-мусковитовых пегматитов Западной Волыни	4	66,53 ± 8,92
50	IX	Парагенезисы чудново-бердичевских гранитов Приингуля	11	80,14 ± 4,73
51	IX	Парагенезисы чудново-бердичевских гранитов	2	74,00 ± 2,40
52	IX	Парагенезисы аплит-пегматоидных гранитов Побужья	3	64,30 ± 4,33
53	VII и IX	Парагенезисы низкотемпературных сланцев богатых MnO	3	23,8

Наибольшим разнообразием состава отличаются гранаты жильных пегматитов и пегматоидных гранитов (группа IX). Среди них выделяются прежде всего богатые и бедные MnO. К первым отнесены гранаты из низкотемпературных гранитоидов, развитых в пределах метаморфических зон эпидот-амфибли-

товой фации (типы 46—49). Жильные аплит-пегматитовые граниты, развитые в пределах метаморфических зон амфиболитовой и гранулитовой фаций, содержат гранат бедный MnO (типы 50—52). Гранаты из жильных гранитоидов бедны Са-компонентом. Лишь гранаты из лептитоподобных пород, геологи-

ТАБЛИЦА 37

Классификация андрадит-гроссуляровых гранатов известково-силикатных пород (группа VI)

Породы	Парагенезис	n
Гроссуляр		
Скарны	Гр + Вез + Пи	1
Известково-силикатные сланцы	Гр + Пи + Пл + Кв + Ск	3
Карбонатные породы	Ка + Пи + Вол + Гр	1
Андрадит-гроссуляр		
Скарны	Гр + Пи + Ка + Вол	4
Известково-силикатные сланцы	Гр + Пи + Пл + Кв + Ск	3
Гроссуляр-андрадит		
Скарны	Гр + Пи + Пл + Ка + Ск	5
Известково-силикатные сланцы	Гр + Пи + Пл + Кв + Ск	6
Андрадит		
Скарны	Гр + Ка + Мг	2
Известково-силикатные сланцы	Гр + Пи + Пл + Кв + Ск	2

Пироп	Спессартин	Са-гранат (гроссуляр)	Спессартин + Са-гранат	F
6,34 ± 3,30	2,00 ± 1,15	16,01 ± 3,92	18,01 ± 3,59	92,15 ± 4,29
16,20 ± 7,18	2,18 ± 1,28	4,38 ± 1,39	6,56 ± 2,03	82,74 ± 7,42
18,74 ± 5,56	2,28 ± 1,20	2,56 ± 0,62	4,85 ± 1,27	80,36 ± 5,64
13,72 ± 4,87	2,06 ± 0,98	5,90 ± 1,61	7,96 ± 2,08	85,13 ± 5,11
16,31 ± 6,71	2,54 ± 2,77	4,20 ± 2,12	6,74 ± 4,34	82,66 ± 6,83
3,66 ± 1,96	37,91 ± 13,24	0,14 ± 0,16	90,34 ± 7,52	—
3,90 ± 4,20	29,64 ± 8,98	11,65 ± 5,33	—	93,40 ± 5,83
8,40 ± 3,40	47,10 ± 6,88	17,08 ± 7,02	—	76,68 ± 9,78
10,05 ± 2,80	21,02 ± 5,73	2,12 ± 0,22	—	87,00 ± 4,6
12,65 ± 2,08	5,45 ± 1,95	1,61 ± 1,03	—	87,10 ± 2,49
21,15 ± 2,55	1,50 ± 0,2	3,35 ± 0,05	—	77,25 ± 2,65
30,13 ± 4,18	0,70 ± 0,2	4,87 ± 1,71	—	69,43 ± 3,76
13,6	52,8	10	61,1	61,2

ческое положение которых не совсем ясно, обогащены СаО (тип 48).

Из известных парагенетических типов гранатов (Соболев, 1964; Фации метаморфизма, 1970) на Украинском щите не отмечены пироповые гранаты из глубинных пород;

пироп-альмандины из жедритовых пород, альмандины из дистеновых сланцев. Отсутствуют также гранаты из контактовых роговиков и щелочных пород (шорломиты). Редки гранаты из амфиболитов и из ультраосновных пород.

Пироп	Альмандин	Спессартин	Гроссуляр	Андрадит
2,50 1,90 ± 0,65 2,60	1,50 8,03 ± 6,07 4,00	0,20 1,68 ± 1,89 0,90	85,60 81,09 ± 8,37 75,70	10,2 5,14 ± 0,37 16,80
3,75 ± 1,78 1,57 ± 0,34	8,32 ± 3,88 8,45 ± 6,20	0,55 ± 0,20 0,75 ± 0,30	55,55 ± 9,37 61,80 ± 4,70	27,41 ± 9,68 27,08 ± 2,21
1,45 ± 0,96 1,00 ± 0,24	4,12 ± 1,47 9,36 ± 3,12	1,60 ± 1,21 0,94 ± 0,14	27,60 ± 8,98 24,88 ± 4,93	63,05 ± 4,42 61,86 ± 3,35
5,06 ± 3,13 2,78 ± 0,62	1,68 ± 0,31 9,60 ± 1,90	0,67 ± 0,66 0,68 ± 0,38	— 12,1 ± 10,89	80,58 ± 11,88 63,69 ± 7,99

Состав породообразующих гранатов Украинского щита в основном описывается четырьмя компонентами: альмандином, пиропом, спессартином, кальциевым гранатом (гроссуляром + андрадит). Компонентный состав гранатов Украинского щита отражен на рис. 76—78. Резко преобладают гранаты пироп-альмандинового ряда, хотя содержание пиропового компонента не превышает 40%, т. е. большинство гранатов являются существенно альмандиновыми. Содержание альмандинового компонента достигает 95—96%. Гранаты пироп-альмандинового ряда большей частью бедны спессартиновым компонентом (от 0 до 8%), а также и Са-компонентом (0—10 до 20%). Более марганцовистые гранаты (до 70% Спес) довольно редки и содержатся лишь в низкотемпературных породах. Такие гранаты обеднены пироповым компонентом. Обогащенные известковым компонентом (до 40%) гранаты пироп-альмандинового ряда также редки. Самостоятельную группу составляют андрадит-гроссуляровые гранаты из известково-силикатных пород, которые содержат лишь небольшую примесь пиральспитовых компонентов. Непрерывные ряды образуют пироп-альмандиновые и спессартин-альмандиновые гранаты. Са-компонент с альмандиновым и спессартиновым обнаруживает разрыв смесимости от 30 до 70% известкового компонента. Содержание пиропового компонента в существенно марганцевых и кальциевых гранатах незначительно, что также свидетельствует о разрыве смесимости в изоморфных рядах пироп — спессартин и пироп — гроссуляр, хотя для убедительного ответа на этот вопрос по Украинскому щиту мало данных.

Среди гранатов Украинского щита прежде всего различаются существенно альмандиновые (пиральспиты) и андрадит-гроссуляро-

вые. Примесь Са-компонента в гранатах первого ряда не превышает 25—30%, а примесь спессартинового, пиропового или альмандинового компонентов в гранатах андрадит-гроссулярового ряда — 30% (рис. 76, 78). Среди спессартин-альмандиновых гранатов преобладают существенно альмандиновые (больше 50% альмандинового компонента) и лишь в нескольких гранатах содержание спессартина больше, чем альмандин.

Пока в докембрийских образованиях Украинского щита достоверно не известны гранаты, в которых бы преобладал пироповый компонент.

В андрадит-гроссулярах содержание спессартинового компонента не превышает 3—4%, пиропового 10—12, а альмандинового 20—23%. Андрадит-гроссуляровые гранаты образуют непрерывный ряд. Пироп-альмандины также образуют непрерывный ряд (от 60 до 95% альмандиновой молекулы). Лишь условно этот ряд разделяется, согласно Н. В. Соболеву (1964), на альмандины и пироп-альмандины по 75%-ному содержанию альмандинового компонента. По содержанию спессартинового компонента пиральспиты можно разделить на маломарганцовистые альмандины и пироп-альмандины (до 10% Спес), марганцовистые альмандины (10—25% Спес), спессартин-альмандины (25—50% Спес) и альмандин-спессартины (более 50% Спес) (рис. 77, 78; табл. 38).

По содержанию Са-компонента существенно альмандиновые гранаты удобно разделять на малокальциевые (до 10% Са-компонента) и кальциевые (10—25%). Более кальциевых альмандинов на Украинском щите практически нет.

Предложенная классификация гранатов УЩ близка к хорошо известной классифика-

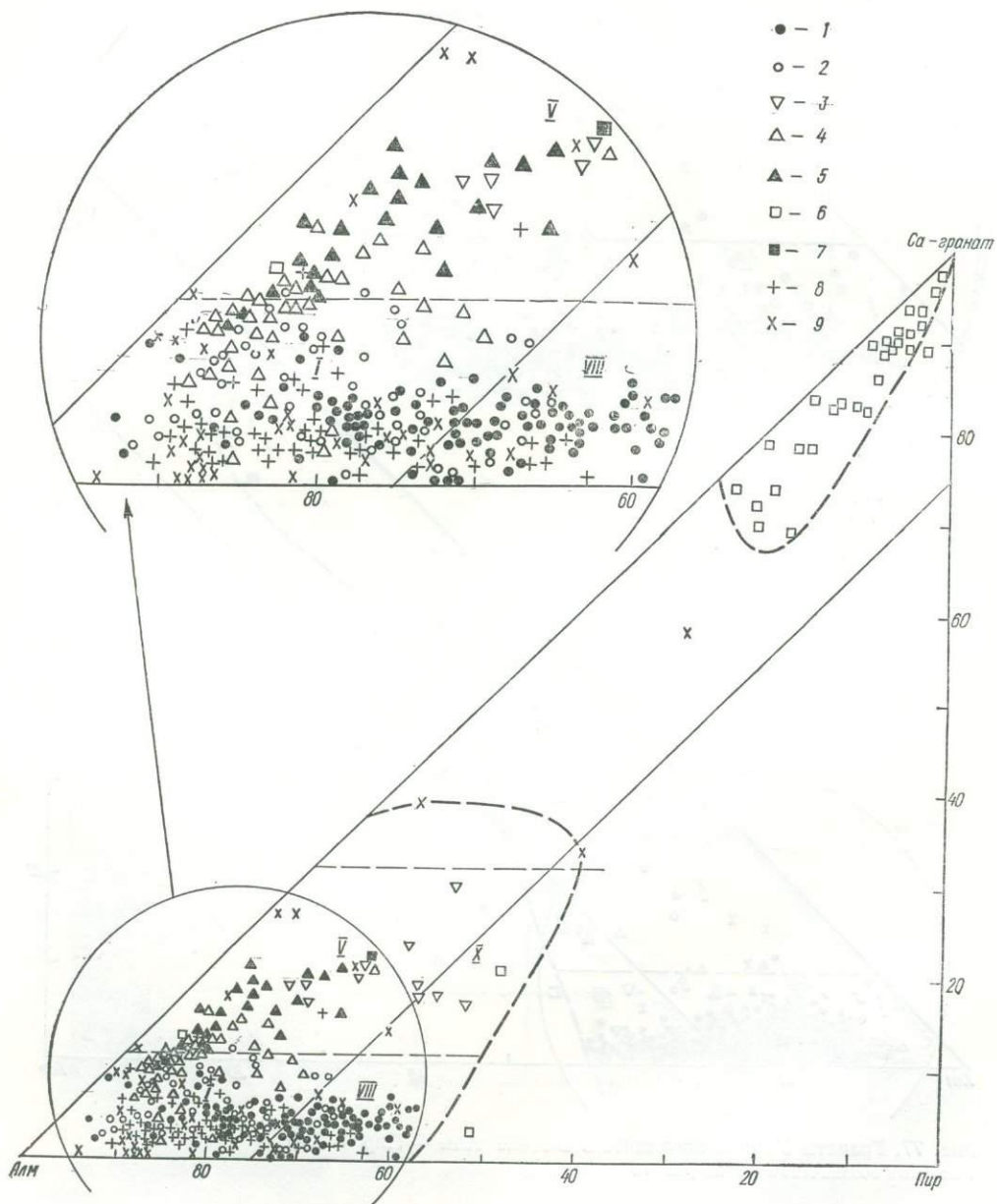


Рис. 76. Гранаты Украинского щита в системе Алм — Пир — Са-гранат.

Группы гранатов: 1 — I; 2 — II; 3 — III; 4 — IV; 5 — V; 6 — VI; 7 — VII; 8 — VIII; 9 — IX; 1 — X — поля, см. по табл. 37, 38

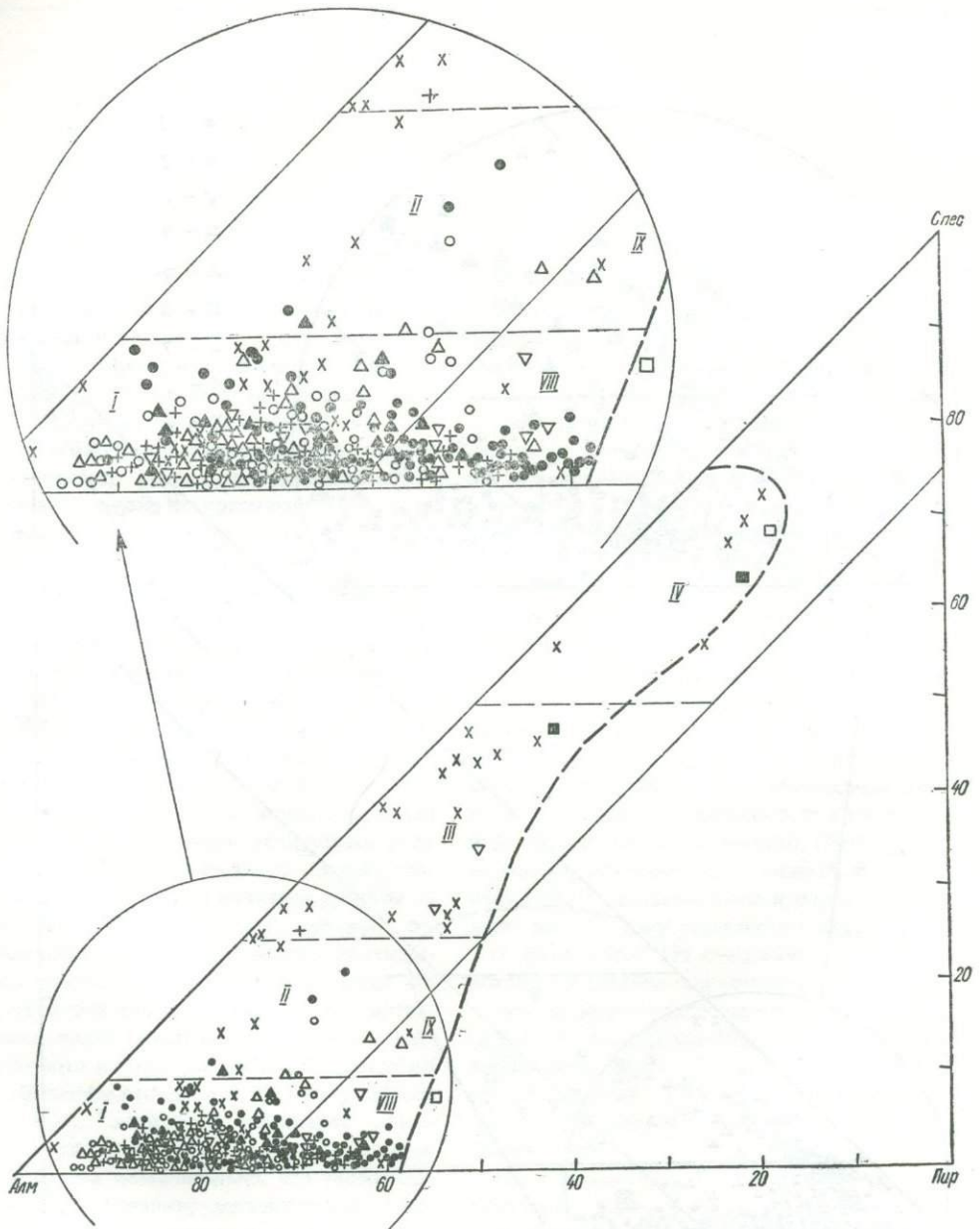


Рис. 77. Гранаты Украинского щита в системе Алм — Пир — Спес,
Условные обозначения см. на рис. 76

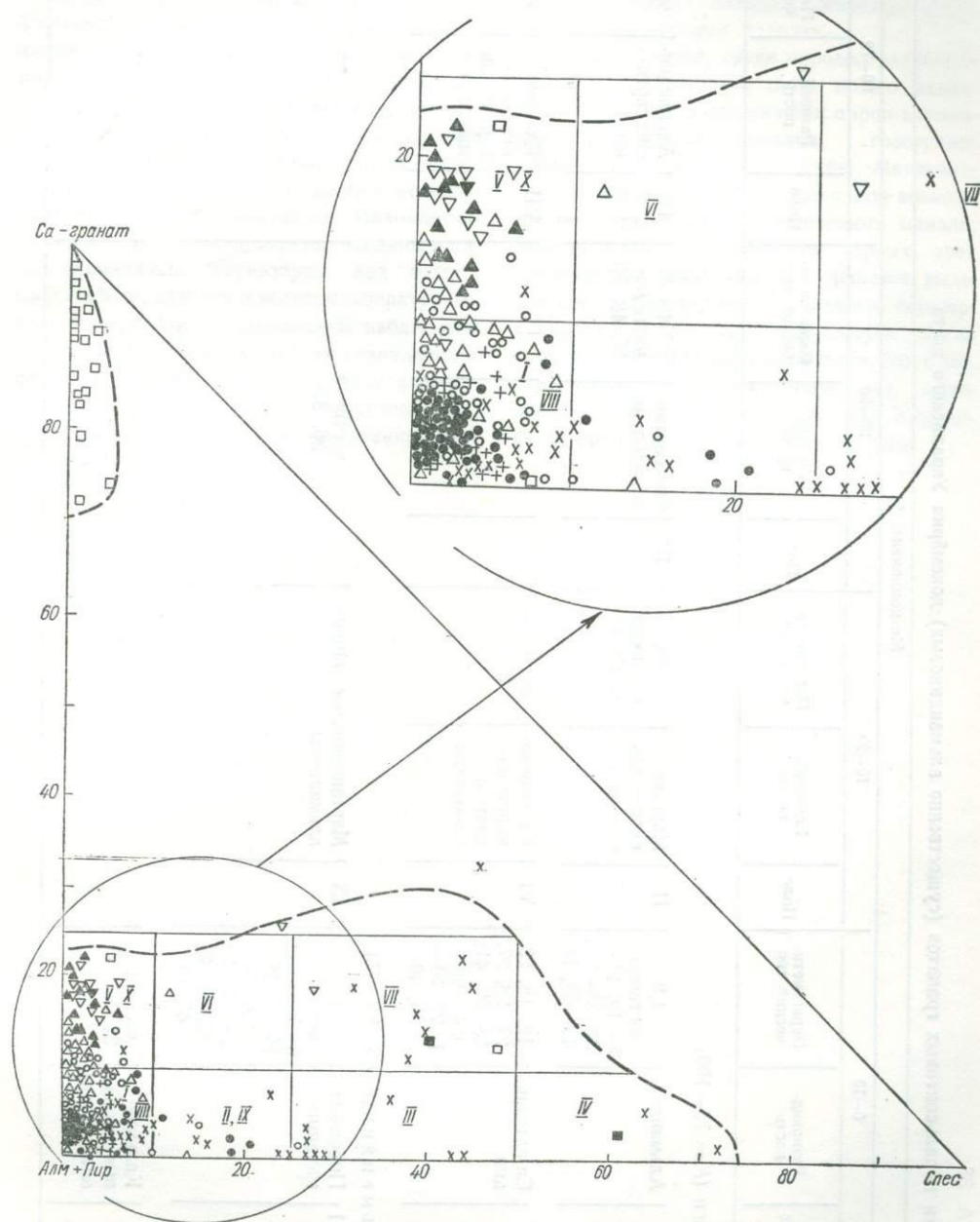


Рис. 78. Гранаты Украинского щита в системе Алм + Пир — Са-гранат — Спес, Условные обозначения см. на рис. 76

ТАБЛИЦА 38

Разновидности пиральспитовых гранатов (существенно альмандиновых) докембрия Украинского щита

Са-ком-понент, %	Mn-компонент, %											
	0—10			10—25			25—50			50—72		
	Поле	Разновидность	Парагенетический тип	Поле	Разновидность	Парагенетический тип	Поле	Разновидность	Парагенетический тип	Поле	Разновидность	Парагенетический тип
Альмандин ($F = 75—100$)												
0—10	I	Альмандин	1,2 частично 3—19, 21— 30, 33—36, 42—45, 50	II	Марганцовистые альмандины	49, частично 3, 13, 19	III	Спессартин-альмандины	40, частично 47, 48, 53	IV	Альмандин-спессартины	частично 48, 53
10—25	V	Са-альмандин	12, 18, 23, 27, 28, 37, 38, 39, 41; частично 1, 29, 31— 36, 40	VI	Кальциево-марганцовистый альмандин	частично 32, 40				VII	Кальциевые спессартин-альмандины	частично 37
Пироп-альмандины ($F = 50—75$)												
0—10	VIII	Пироп-альмандины	52 частично 5—7, 8—11, 14—17, 20— 22, 25, 26, 29, 30, 35, 42, 43, 45, 51	IX	Марганцовистые пироп-альмандины			частично 26, 32			—	
10—25	X	Кальциевые пироп-альмандины	частично 31, 32, 35		—			—			—	

ции Н. В. Соболева (1964) и лишь детализирует последнюю по имеющемуся материалу Украинского щита.

Выделенные разновидности гранатов Украинского щита (табл. 38) отражают как химический состав вмещающих эти минералы пород, так и условия их образования. Андрадит-гроссуляры характерны лишь для известково-силикатных пород и скарнов. Существенно альмандиновые гранаты охватывают значительно больше разновидностей метаморфических пород и гранитоидов. Маломарганцовистые и малокальциевые альмандины и пироп-альмандины характерны для бедных СаО гнейсов, сланцев и высокотемпературных гранитоидов. Пироп-альмандины наблюдаются преимущественно в гнейсах гранулитовой фации. Марганцовистые альмандины, спессартин-альмандины и альмандин-спессартинны характерны для средне- и низкотемператур-

ных пегматитов и пегматоидных гранитов, образующих жильные тела. Такие гранаты отмечаются также в обогащенных МпО низкотемпературных сланцах, основных и известково-силикатных породах.

Таким образом, среди породообразующих гранатов Украинского щита можно различать четыре минеральных вида: пироп-альмандин, спессартин-альмандин, гроссуляр-альмандин и гроссуляр-андрадит. Минеральные разновидности в последнем виде возможны по содержанию альмандинового минала. Минеральные разновидности первых трех существенно альмандиновых гранатов выделяются по содержанию пиропового, спессартинового или известкового (преимущественно гроссулярового) компонентов (табл. 38). Спессартин-гроссуляр-андрадитовый вид, выделенный Н. В. Соболевым (1964), для Украинского щита не дает непрерывного ряда.

В работе сведены и обобщены минералогическо-петрографические исследования по породообразующим гранатам метаморфических пород и гранитоидов Украинского щита. Изучена зависимость состава гранатов от состава вмещающих пород и условий их образования на основе парагенетического анализа и выделены парагенетические группы и типы гранатов. Девять групп различаются по составу метаморфических пород и геологическому положению гранитоидов, содержащих гранат. Типизация гранатов основана на включающих их минеральных парагенезисах, которые являются отражением как состава, так и условий образования последних.

На основании парагенетического, термодинамического и статистического анализов гранатов и их парагенезисов исследованы изоформизм гранатов, распределение магнезиально-железистых компонентов между гранатом и сосуществующими минералами, их фациальная принадлежность и термодинамические условия образования.

Наибольшим распространением на щите пользуются существенно алмандиновые гранаты (чаще всего относящиеся к пироп-альмандиновому ряду), содержащиеся в метапелитах бедных СаО, железистых породах и гранитоидах. Существенно спессартиновые и андрадит-гроссуляровые гранаты редки. Пироповые гранаты в докембрии УЩ не отмечены.

Установлено, что при одинаковых внешних условиях состав гранатов зависит от состава вмещающих пород. В то же время для пород близкого химического состава состав граната в еще большей степени определяется параметрами метаморфизма и гранитообразования. В гранатах метапелитов при повышении степени метаморфизма закономерно

увеличивается содержание пиропового компонента и уменьшаются концентрации альмандинового, спессартинового и Са-компонентов (преимущественно гроссулярового). Состав гранатов, образованных в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций хорошо различается между собой. По факторному анализу выделяются дискретные совокупности гранатов, совпадающие с парагенетическими подразделениями. Поэтому для определения фациальной принадлежности метаморфических пород по составу гранатов следует рекомендовать гранаты метапелитов, привлекаемая в качестве дополнительных характеристик состав сосуществующих с гранатами биотитов. Гранат является наиболее характерным продуктом прогрессивного метаморфизма.

На основании парагенетического и термодинамического анализов минеральных равновесий в метапелитах, железистых породах и метабазитах щита можно сделать вывод об умеренном и примерно одинаковом уровне общего давления при метаморфизме этих пород (андалузит-силлиманитовый тип). Латеральные изменения степени метаморфизма (метаморфическая зональность) определяются преимущественно горизонтальным градиентом температуры.

В докембрии Украинского щита выделено более 60 парагенетических типов гранатов из различных минеральных парагенезисов метаморфических пород и гранитоидов. Изученные гранаты относятся к четырем минеральным видам: пироп-альмандиновому, спессартин-альмандиновому, гроссуляр-альмандиновому и гроссуляр-андрадитовому. Разновидности гранатов выделяются по их железистости, марганцовистости или известковистости.

Настоящая работа, подводя итоги сделанному, намечает пути дальнейших исследований породообразующих гранатов Украинского щита. Значительно большее внимание следует уделить гранатам из низкотемпературных пород. Важную проблему представляет собой исследование равновесных и неравновесных соотношений граната с другими сосуществующими минералами (зональные

гранаты, каемки вокруг граната и др.), а также изучение термодинамики твердых растворов гранатов на природном материале. Большое теоретическое и прикладное значение имеет исследование редких гранатов — высокомарганцевых, гроссуляр-андрадитовых и пироповых, которые могут быть индикаторными для марганцевых, скарновых и алмазных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Байраков В. В.* О находке ксенолитов эклогитоподобных пород в лампрофировой дайке Октябрьского щелочного массива.— Докл. АН СССР, 1964, 156, № 3, с. 586—590.
- Белевцев Р. Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия.— Киев : Наук. думка, 1975.— 230 с.
- Белевцев Р. Я.* Термодинамический режим метаморфизма гранат-кордиеритовых пород Украинского щита.— Геол. журн., 1977, 37, вып. 3, с. 95—109.
- Берзенина Э. Ф.* Парагенетический анализ кордиерит содержащих пород Ингульской гнейсовой полосы. (Юго-восточная часть Кировогр. блока).— Геол. журн., 1970, 30, вып. 4, с. 39—48.
- Бобривич А. П.* О составе пиропы из разновозрастных кластических отложений Украины.— Докл. АН СССР, 1972, 205, № 5, с. 1190—1193.
- Бобривич А. П., Степченко С. Б., Головки М. М. и др.* Гранат гроссуляр-альмандин-пиропового состава из терригенных отложений Приазовья.— Доп. АН УССР. Сер. Б, 1975, № 5, с. 387—389.
- Боженко Г. М., Лиса Н. Я.* К минералогии пегматитовых образований Западной Волины.— Минерал. сб. Льв. геол. о-ва, 1950, № 4, с. 241—250.
- Бойд Ф. Р., Ингленд Дж. Л.* Система энстатит—пироп.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 285—288.
- Бойко В. Л.* Геологическое строение, петрогенезис и металлоносность Чертомлыкско-Соленовского района (Среднее Приднепровье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1970.— 32 с.
- Бондаренко В. П.* Статистические решения некоторых задач геологии.— М.: Недра, 1970.— 492 с.
- Бухарев В. П., Полянский В. Д.* О метаморфизме графитсодержащих гнейсов Завальевского месторождения.— Докл. АН УССР. Сер. Б., 1976, № 6, с. 483—487.
- Вальтер А. А.* О распределении магния и железа между сосуществующими оливиновыми и ортопироксеновыми твердыми растворами высокой железистости (на примере эвлизита Мариупольского железорудного месторождения).— Докл. АН УССР, 1969, 187, № 2, с. 410—413.
- Вальтер А. А.* Ассоциация минералов в эвлизите Мариупольского железорудного месторождения (Приазовье).— Минерал. сб. Льв. ун-та, 1970, № 24, вып. 3, с. 303—314.
- Великославинский Д. А.* Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений.— Л.: Наука, 1972.— 189 с.
- Венидиктов В. М.* О происхождении кальцифиров (на примере Приднестровья).— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев : Наук. думка, 1974, с. 94—98.
- Венидиктов В. М.* Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1978.— 162 с.
- Винклер Г.* Генезис метаморфических пород.— М.: Мир, 1969.— 246 с.
- Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов / Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, А. С. Сергеев и др.*— Л.: Наука, 1970.— 268 с.
- Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита / Н. П. Семененко, В. Л. Бойко, И. Н. Бордунов и др.*— Киев: Наук. думка, 1967.— 380 с.
- Глебовицкий В. А., Косой А. Л., Нагайцев Ю. В.* Определение температуры и давления по составу минералов в парагенезисе Гр-Би-Корд.— Докл. АН СССР, 1972, 204, № 4, с. 948—957.
- Глебовицкий В. А.* Проблема эволюции метаморфических процессов в подвижных областях.— Л.: Наука, 1973.— 127 с.
- Глевасский Е. Б.* Геология и условия формирования железных руд и вмещающих пород района Мангушских магнитных аномалий (Приазовье): Автореф. дис. ... канд. геол.—минерал. наук.— Киев, 1971.—
- Глевасский Е. Б., Есипчук К. Е., Цуканов В. А.* Петрография и генезис железисто-силикатных сланцев Приазовья.— В кн.: Рудообразование и металлогения. Киев : Наук. думка, 1971, с. 160—173.
- Глевасский Е. Б., Есипчук К. Е., Цуканов В. А.* Пироксены метаморфических пород Приазовья.— Геол. журн., 1973, 33, вып. 1, с. 42—51.
- Гнатив Г. М.* О гранате из гранат-пироксен-плаггиоклазовых пород Западной Волины.— Минерал. сб. Льв. ун-та, 1960, № 14, с. 272—284.
- Горошинков Б. И.* Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины.— Киев : Наук. думка, 1971.— 210 с.
- Гранулитовая фация метаморфизма / Г. М. Дугова, В. А. Глебовицкий, Л. П. Никитина и др.*— Л.: Наука, 1972.— 256 с.
- Грин Д. Х.* Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 228—255.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* Экспериментальное изучение переходов габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 1—77.
- Грин Д. Х.* Магматическая активность как основной процесс химической эволюции зем-

- ной коры и мантии.— В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 25—44.
- Груднев А. П. О магнезиальности гранатов ряда андрадит-гроссуляр.— Докл. АН УССР. Сер. Б., 1975, № 3, с. 684—685.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Пороодообразующие минералы.— М.: Мир, 1965.— 372 с.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений.— М.: Недра, 1972.— 286 с.
- Доброхотов С. М. Особенности магнезиально-железистых минералов гранитоидных пород Верхнего Побужья.— Геол. журн., 1968, 28, вып. 1, с. 38—48.
- Дорошев А. М., Малиновский И. Д. Верхняя по давлению граница устойчивости сапфирина.— Докл. АН СССР, 1974, 219, № 4, с. 959—961.
- Дядченко М. Г. К характеристике гранитов верхнего течения р. Тетерев.— Доп. АН УРСР, 1957, 17, вып. 2, с. 179—182.
- Жданов В. В., Малкова Т. П. Зависимость состава граната от степени метаморфизма и состава вмещающих пород.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1971, ч. 100, вып. 5, с. 529—544.
- Железисто-кремнистая формация докембрия Мариупольского рудного поля / А. И. Зарицкий, Л. И. Каныгин, С. И. Кирикилица и др.— М.: Недра, 1974.— 151 с.
- Завыкова И. В. Гранат альмандин-спессартинового ряда из гранитов протерозойской интрузии верховьев р. Алдан.— Минерал. сб. Льв. ун-та, 1953, № 7.
- Завьялова И. В. О биотитах гранитов района Ново-Украинки.— Минерал. сб. Львов. ун-та, 1960, № 14, с. 331—338.
- Завьялова И. В., Матковский О. Г. Про гранати гранітів і гнейсів району Ново-Українки.— Геол. журн., 1961, 21, вып. 4, с. 77—83.
- Івантишин М. М. Заміщення кордієриту в гранітах та мігматитах Чуднівсько-Бердичівського типу.— Геол. журн., 1953, ч. 13, вип. 2, с. 76—80.
- Івантишин М. М. Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і мігматитах Українського кристалічного щита.— К.: Вид-во АН УРСР, 1960.— 244 с.
- Калинин Д. В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скандирования.— Новосибирск: Наука, 1969.— 153 с.
- Калинин Д. В., Шурупов Ю. В. Влияние давления на скорость реакций гидротермального синтеза андрадита в системе $3\text{CaCO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - 3\text{SiO}_2$ в 5% раствора NaCl.— В кн.: Экспериментальные исследования по минералам, 1962—1970. Новосибирск: Наука, 1971, с. 79—82.
- Карпенко В. С., Назаренко Н. Г., Шипанова О. В. Гранаты в протерозойских породах Северного Криворожья.— Минерал. сб. Льв. геол. о-ва, 1971, № 25, вып. 4, с. 345—351.
- Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии.— М.: Наука, 1968.— 143 с.
- Карпов И. К., Киселев Ф. А., Летников Ф. А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии (справочник).— Иркутск: Изд-во СО АН СССР, 1971.— 385 с.
- Кежежинская К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы.— М.: Наука, 1965.— 221 с.
- Кежежинская К. Б. Влияние давления на состав гранатов среднетемпературных метapelитов.— Докл. АН СССР, 1972, 203, № 1, с. 196—199.
- Кежежинская К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов.— М.: Наука, 1977.— 198 с.
- Кицул В. И. Гроссуляр- и андрадитсодержащие парагенезисы известково-силикатных пород гранулитовой фации Алданского щита.— В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М.: Наука, 1973, с. 96—113.
- Кицул В. И., Шкодзинский В. С., Зедсенизов А. Н. Физико-химический анализ условий образования граната в основных кристаллических сланцах гранулитовой фации.— В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М.: Наука, 1973, с. 4—28.
- Коваленко Н. Г. Петрология железистых и вмещающих пород конкской серии Конкско-Белозерской зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1976.— 23 с.
- Кононов Ю. В. Габрові масиви Українського щита.— К.: Наук. думка, 1966.— 100 с.
- Кононов Ю. В. Метасоматиты центральной части Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1970.— 160 с.
- Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности.— М., 1936.— 60 с.— (Тр. Центр. н.и. геол.-развед. ин-та; Вып. 71).
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири.— М., 1945.— 61 с.— (Тр. Ин-та геологии АН СССР; Вып. 61).
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.— 184 с.
- Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 3, с. 54—63.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны.— М.: Наука, 1967.— 298 с.
- Кориковский С. П. Влияние глубинности на соотношение метаморфических зон в насыщенных K_2O метapelитовых сланцах и роговиках.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 106—141.
- Кориковский С. П. Влияние глубинности

- на парагенезисы недосыщенных K_2O высокоглиноземистых метapelитов.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970, т. 2, с. 59—87.
- Кориковский С. П.* Фашии и субфашии регионального метаморфизма в бедных CaO породах.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 127—138.
- Костюк В. П.* Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г. Винница.— Киев: Изд-во АН УССР, 1955.— 112 с.
- Костюк Е. А.* Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород.— М.: Наука, 1970.— 313 с.
- Кочкин Ю. Н.* Планирование эксперимента на составах, отвечающих изверженным горным породам.— В кн.: Вопросы геохимии и алгоритмы качественной теории фазовых превращений в многокомпонентных системах (диаграммы состояния). М.: Изд-во АН СССР, 1975, с. 117—134.
- Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г.* До питання про мінералогію та генезис залізистих кварцитів Західного та Центрального Приазов'я.— Геол. журн., 1966, 26, вып. 2, с. 18—32.
- Кравченко Г. Л.* Пироксены из железистых кварцитов Приазовского массива.— Геол. журн., 1971, 31, вып. 3, с. 21—30.
- Кравченко Г. Л., Яковлев Ю. Г.* Об условиях метаморфизма Куксунгурского железорудного месторождения (Западное Приазовье).— Геол. журн., 1976, 36, вып. 2, с. 21—37.
- Краткий справочник по геохимии* / Г. Е. Войткевич, А. Е. Мирошников, А. С. Поваренных и др.— М.: Недра, 1977.— 184 с.
- Курепин В. А.* К методике термодинамического анализа минеральных равновесий с участием фаз переменного состава.— Геохимия, 1976, № 2, с. 289—298.
- Куришкова Л. Д.* Окислительно-восстановительные условия андрадитизации геденбергита.— В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М.: Наука, 1968, с. 97—104.
- Куришкова Л. Д.* Экспериментальное изучение реакции геденбергит + волластонит = андрадит + кварц.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970, с. 76—84.
- Куришкова Л. Д.* Поле устойчивости геденбергита на диаграмме $lgP_0 - T$.— Геохимия, 1971, № 5, с. 551—561.
- Кусиро И., Йодер Г. С., мл.* Реакции между форстеритом и анортитом при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 294—299.
- Лазаренко С. К., Матковський О. І., Виняр О. М.* Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині.— Львів: Вид-во Льв. ун-ту, 1970.— 509 с.
- Лебедев В. И.* Гранаты и биотиты ладожской формации и их петрологическое значение.— В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1954, т. 2, с. 176—205.
- Левковская Н. Ю., Орса В. И.* Марганцовистые гранаты в породах Украинского щита.— Конституция и свойства минералов, 1967, вып. 2, с. 131—138.
- Лепезин Г. Г.* Метаморфизм фашии эпидотовых амфиболов.— М.: Наука, 1972.— 152 с.
- Литовченко Е. И.* Особенности распределения и состава гранатов из гранитоидов Западного Приазовья.— Конституция и свойства минералов, 1972, вып. 6, с. 144—148.
- Лоули Д., Максвелл А.* Факторный анализ как статистический метод.— М.: Мир, 1967.— 144 с.
- Луци Б. Г.* Петрология гранулитовой фашии Анабарского массива.— М.: Наука, 1964.— 124 с.
- Ляхович В. В.* Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза.— М.: Наука, 1967.— 448 с.
- Мак-Грегор И. Д.* Реакция энстатит + шпинель = форстерит + пироп.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 283—284.
- Мак-Грегор И. Д.* Поля устойчивости шпинелевых перидотитов в синтетической системе $MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2$.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 326—333.
- Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фашии метаморфических и метасоматических горных пород.— М.: Наука, 1965.— 327 с.
- Маракушев А. А.* Термодинамика метаморфической гидратации минералов.— М.: Наука, 1968.— 200 с.
- Маракушев А. А.* Устойчивость алмандина и его парагенезисов.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970, с. 17—32.
- Маракушев А. А.* Петрология метаморфических горных пород.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973.— 322 с.
- Марченко Е. А.* Магнійвміщуючий гранат з пегматитів Приазов'я.— Доп. АН УРСР, 1961, № 12, с. 1626—1629.
- Марченко Е. А., Чашка О. І.* Гранат із ксенолітів скарнових карбонатних порід у докембрійських гранітах Приазов'я.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1968, № 4, с. 311—313.
- Мельник Ю. П., Стрыгин А. И.* Минералогия метасоматитов в поле мигматитов Кривого Рога.— Минерал. сб. Льв. ун-та, 1963, № 17, с. 193—204.
- Мельник Ю. П.* Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд: (Справочник).— Киев: Наук. думка, 1972.— 195 с.
- Мельник Ю. П.* Физико-химические условия образования докембрійских железистых кварцитов.— Киев: Наук. думка, 1973.— 287 с.
- Минералы карбонатных пород Украинского щита* / Р. И. Сироштан, Н. И. Половко,

- Н. М. Бондарева и др.— Киев : Наук. думка, 1976.— 157 с.
- Миясиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса.— М.: Мир, 1976.— 535 с.
- Мордовец Л. Ф.* Гранат пиральспитового ряда с высоким содержанием спессартинового компонента из криворожской серии.— Геол. журн., 1972, 32, вып. 6, с. 64—67.
- Настенко Н. Н.* Изменение графит-гранат-биотитовых гнейсов в зоне гранитизации.— Геол. журн., 1968, 28, вып. 5, с. 102—108.
- Нечаев С. В.* Гранат из скарнов Волновахской зоны разломов.— Минерал. сб. Льв. ун-та, 1960, № 14, с. 366—369.
- Орса В. I.* Петрология гранито-гнейсового комплекса Среднего Придніпров'я.— К.: Наук. думка, 1973.— 170 с.
- Перцев Н. Н.* Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород.— М.: Наука, 1977.— 256 с.
- Перчук Л. Л.* Биотит-гранатовый геотермометр.— Докл. АН СССР, 1967, 177, № 2, с. 411—414.
- Перчук Л. Л.* Равновесие биотита с гранатом в метаморфических породах.— В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М.: Наука, 1968, с. 3—36.
- Перчук Л. Л.* Парагенезис ромбического пироксена с гранатом в метаморфических породах.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1969а, т. 1, с. 261—285.
- Перчук Л. Л.* Ставролит-гранатовый термометр.— Докл. АН СССР, 1969б, 186, № 6, с. 1405—1407.
- Перчук Л. Л.* Равновесия породообразующих минералов.— М.: Наука, 1970а.— 391 с.
- Перчук Л. Л.* Термодинамические условия гранитизации метapelитовых толщ.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970б, т. 2, с. 188—213.
- Перчук Л. Л.* Сосуществующие минералы.— Л.: Недра, 1971.— 424 с.
- Перчук Л. Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза.— М.: Наука, 1973.— 318 с.
- Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д.* Фазовое соответствие в минеральных системах.— М.: Недра, 1976.— 287 с.
- Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР / Н. П. Семененко, Н. И. Половко, Г. В. Жуков и др.*— Киев : Изд-во АН УССР, 1956.— 536 с.
- Пискорська О. К.* Про деякі мінерали із скарнів Волині.— Геол. журн. АН УРСР, 1968, 28, вип. 1, с. 77—82.
- Пискорская Е. К.* Кристаллические известняки из района Ушомир-Пугачевка на Волинии.— Геол. журн., 1969, 29, вып. 5, с. 120—128.
- Половинкина Ю. Ир.* О гранитизации куммингтонитовых сланцев Кривого Рога.— Минерал. сб. Льв. ун-та, 1951, № 5, с. 342—344.
- Половинкина Ю. Ир.* О происхождении кордиеритовых гранатов — бердичевский гранит Украины.— Петрогр. сб., 1963, № 5, с. 174—193.
- Породообразующие пироксены Украинского щита / В. М. Вендиктов, Е. Б. Глеваский, Е. Н. Голуб и др.*— Киев : Наук. думка, 1979.— 228с.
- Пугачев В. С.* Введение в теорию вероятностей.— М.: Наука, 1968.— 368 с.
- Реввердтто В. В.* Фации контактового метаморфизма.— М.: Недра, 1970.— 271 с.
- Рингвуд А. Э., Грин Д. Х.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 78—117.
- Саксена С.* Термодинамика твердых растворов породообразующих минералов.— М.: Мир, 1975.— 205 с.
- Сидоренко Е. Ф.* Гранат из мигматитов Приднестровья.— Минерал. сб. Льв. ун-та, 1960, № 14, с. 297—303.
- Сидоренко Е. Ф.* Железо-магнезиальные минералы метаморфических пород Приднестровья.— Минерал. сб. Льв. ун-та, 1961, № 15, с. 189—197.
- Сироштан Р. И., Щербакова Т. Г., Глеваский Е. Б. и др.* Химические и физические особенности кордиеритов как отражение их генезиса.— Геол. журн., 1974, 34, вып. 6, с. 51—64.
- Скаржинская Т. А.* Гранаты из метаморфических пород Белозерского железорудного р-на.— Минерал. сб. Льв. ун-та, 1975, вып. 1, № 29, с. 47—52.
- Слензак О. И.* Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии.— Киев : Изд-во АН УССР, 1960.— 212 с.
- Слензак О. I.* Про структуру Українського докембрію.— К.: Наук. думка, 1965.— 139 с.
- Соболев В. С.* О давлении при процессах метаморфизма.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1, с. 7—16.
- Соболев Н. В.* Парагенетические типы гранатов.— М.: Наука, 1964.— 218 с.
- Соболев Н. В.* Изоморфная примесь титана в пироп-альмандиновых гранатах.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1973, 102, № 2, с. 150—155.
- Соколов Ю. М., Быкова В. С., Мануйлова М. М.* Гранаты пегматитовых жил Северо-Байкальского пегматитового пояса.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, Сер. 2, 1962, ч. 91, вып. 5, с. 537—549.
- Стрыгин А. И., Пискорская Е. К., Половко Н. И. и др.* Скарны Украинского щита.— Геохимия и рудообразование, 1974, вып. 4, с. 36—48.
- Тарарин И. А.* Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока.— М.: Наука, 1971.— 144 с.
- Термо- и барометрия метаморфических пород / В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова,*

- С. П. Екимов и др. — Л.: Наука, 1977. — 207 с.
- Тернер Р., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. — М.: Изд-во иностр. лит., 1961. — 592 с.
- Усенко И. С., Щербак И. Б. Об эволютизированных основных породах Украинского щита. — В кн.: Петрология докембрия Русской платформы. Киев: Наук. думка, 1970, с. 199—208.
- Усенко И. С., Сироштан Р. И., Щербак И. Б. и др. О метаморфизме Украинского щита. — Геол. журн., 1971, 31, вып. 2, с. 3—16.
- Усенко И. С., Белевцев Р. Я., Сироштан Р. И. и др. Карта метаморфических фаций Украинского щита. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. М.: 1972, т. 1, с. 139—149.
- Ушакова О. Н. Парагенетичний аналіз кристалічних вапняків с. Завалля на середньому Побужжі. — Доп. та повідомл. Льв. ун-ту, 1959, вип. 8, ч. 2, с. 158—170.
- Ушакова Е. Н. Минералогия и петрография метаморфических пород хоцевато-завальевской свиты Побужья: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. — Н., 1960. — 25 с.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. — М.: Изд-во иностр. лит., 1962. — 414 с.
- Фации метаморфизма / И. Л. Добрецов, В. В. Ревертатто, В. С. Соболев и др. — М.: Недра, 1970. — 432 с.
- Фации регионального метаморфизма высоких давлений / И. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев и др. — М.: Недра, 1974. — 328 с.
- Федькин В. В. Анализ парагенезисов ставролита. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970а, т. 2, с. 214—254.
- Федькин В. В. Расчет минеральных равновесий в системе $FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - O_2$. — Геология и геофизика, 1970б, № 12, с. 22—38.
- Хатуничева В. Я. Деякі випадки високо-температурних замішень кордіериту. — Геол. журн., 1953, 13, вип. 1, с. 63—65.
- Хеллер Э., Хиприксен Т., Зейферт Ф. Исследования смешанных кристаллов минералов метаморфических пород. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1968, с. 161—174.
- Хлестов В. В. Об особенностях метаморфических процессов в раннем докембрии. — Геология и геофизика, 1970, № 8, с. 81—86.
- Хмарук Т. Г. Гроссуляр-андрадитові гранати із метасоматитів Західного Приазов'я. — В кн.: Питання геохімії, мінералогії та петрографії. К.: Вид-во АН УРСР, 1963, с. 180—187.
- Хмарук Т. Г. Глиноземисті гнейси басейну ріки Токмак. — Геол. журн., 1965, 25, вип. 2, с. 22—35.
- Хмарук Т. Г. Марганцовисті силікати вапняково-силікатних сланців східного Приазов'я. — Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1970, № 11, с. 987—990.
- Холи Дж. Е., Робинсон С. К. О предполагаемом окислении Fe_3O_4 углекислотой. — В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М.: ИЛ, 1950, с. 154—162.
- Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии. — М.: Недра, 1965. — 245 с.
- Шнюков Е. Ф. Мінералогія Попельнастовського залізородного родовища. — В кн.: Питання геології та петрогенезису Українського кристалічного масиву і суміжних територій. К.: Вид-во АН УРСР, 1958, с. 44—74.
- Щербак М. П. Про генезис гранато-піроксен-плагіоклазових порід Житомирщини. — Геол. журн., 1959, 21, вип. 4, с. 85—87.
- Щербак Н. П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1975. — 271 с.
- Щербаков І. Б. Мінеральні парагенезиси деяких гранатовміщуючих порід Середнього Побужжя. — В кн.: Питання мінералогії і петрографії України. К.: АН УРСР, 1962, с. 34—45.
- Щербаков І. Б. Вапняки середнього Побужжя. — В кн.: Матеріали з петрографії та мінералогії Українського кристалічного щита. — Тр. Ін-ту геол. наук АН УРСР, 1963, вип. 20, с. 5—40.
- Щербаков І. Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1975. — 279 с.
- Яковлев Б. Г. Изоморфизм и геохимические условия образования гранитов из основных и железистых пород Среднего Побужья. — Минерал. сб., 1976, 30, вып. 2, с. 9—21.
- Ярошук М. А. Метаморфизм и основные черты металлогении докембрийской толщи Володарских магнитных аномалий: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1966. — 19 с.
- Ярошук М. А., Оноприенко В. Л. Гранаты из железисто-кремнистых пород Саксаганского района Криворожья. — Минерал. сб. Льв. ун-та, 1975, № 29, вып. 1, с. 50—54.
- Яценко Г. М., Янчук Э. А., Росихина А. И. Марганцовистый гранат из гондитовых пород Украинского щита. — Минерал. сб. Льв. ун-та, 1977, № 31, вып. 1, с. 79—80.
- Akella J., Boyd F. R. Effect of pressure on the composition of coexisting pyroxenes and garnet in system $CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3 - CaAlTi_2O_6$. — In: Carnegie Inst. Year Book 72. Washington, 1973, p. 523—526.
- Albee A. L. Distribution of Fe, Mg and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblages. — J. Geol., 1965, 73, N 1, p. 167—176.
- Althaus E. The triple point andalusite — sillimanite — kyanite. — Contr. Mineral. and Petrol., 1967, 16, 1, p. 29—41.
- Charlu T. V., Newton R. C., Kleppa O. J. Enthalpies of formations at 97° K of compounds in the system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$

from high temperature solution calorimetry.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, 39, N 11.—1490 p.

Chatterjee N. D., Johannes W. Thermal stability standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite, $KAl_2IAISi_3O_{10}I(OH)_2$.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1974, 48, N 2, p. 89—114.

Chinner J. A. Almandine in the thermal aureoles.—*J. Petrol.*, 1962, 3, N 2, p. 316—340.

Currie K. L. The reaction 3 cordierite-sillimanite + 5quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake region, Ontario.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1971, 33, N 3, p. 215—226.

Currie K. L. A note on the calibration of the garnet-cordierite geothermometer and geobarometer.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1974, 44, N 1, p. 35—44.

Dahl O. Hydrothermal studies of garnet-mica equilibria in the system 3 (FeO, MnO)- $2Al_2O_3$ - $12SiO_2$ - K_2O - H_2O .—*Geol. fören. Stockholm förhandl.*, 1968, 90, N 3, p. 331—348.

Evans B. W. Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite + quartz.—*Amer. J. Sci.*, 1965, 263, N 8, p. 647—667.

Froese E. The assemblage quartz-K-feldspar-biotite-garnet-sillimanite as an indicator of P_{H_2O} - T conditions.—*Can. J. Earth. Sci.*, 1973a, 10, N 10, p. 1575—1579.

Froese E. The oxidation of almandine and iron cordierite.—*Can. Miner.*, 1973b, 11, N 5, p. 991—1002.

Frost M. Y. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between coexisting garnet-biotite and garnet-hornblende.—*Geol. Mag.*, 1962, 99, No 5, p. 427—438.

Ganguly J., Kennedy C. The energetics of natural garnet solid solutions. I. Mixing of the aluminosilicate end-members.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1974, 48, N 2, p. 137—148.

Gordon T. M., Greenwood H. J. The stability grossularite in H_2O — CO_2 mixtures.—*Amer. Mineral.*, 1971, 56, N 9/10, p. 1674—1688.

Hariya Yu, Nakane Seigo. Experimental study of the solid solution between the grossular-almandine series.—*J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4*, 1972, 15, N 1/2, p. 173—178.

Hensen B. J., Green D. H. Experimental data on the stability of garnet and cordierite in high grade metamorphic rocks.—*Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1969, N 2, p. 345—347.

Hensen B. J., Essen E. J. Stability of pyrope-quartz in the system MgO - Al_2O_3 - SiO_2 .—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1971, 30, N 1, p. 72—83.

Hensen B. J., Green D. H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. I. Compositions with excess aluminosilicate.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1971, 33, N 4, p. 309—330.

Hensen B. J., Green D. H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. II. Compositions with out excess aluminosilicate.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1972, 35, N 4, p. 331—354.

Hensen B. J. Pyroxenes and garnet as geothermometers and barometers.—*In: Carnegie Inst. Year Book*—72. Washington, 1973, p. 508—514.

Hensen B. J., Green D. H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III. Synthesis of experimental data and geological applications.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1973, 38, N 2, p. 151—166.

Hensen B. J., Schmid R., Wood B. J. Activity-composition relationships for pyrope-grossular garnet.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1975, 51, N 3, p. 161—166.

Hensen B. J. The stability of pyrope-grossular garnet with excess silica.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1976, 55, N 3, p. 279—292.

Hietanen A. Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite and biotite in aluminium-rich schist in various zones north of the Idaho batholith.—*Amer. J. Sci.*, 1969, 267, N 3, p. 422—456.

Hirschberg A., Winkler H. Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorite, Cordierit und Almandin bei der metamorphose.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1968, 18, N 1, p. 17—42.

Holdaway M. J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram.—*Amer. J. Sci.*, 1971, 271, N 2, p. 97—131.

Holdaway M. J., Lee S. M. Fe-Mg cordierite stability in highgrade pelitic rocks on experimental, theoretical and natural observations.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1977, 63, N 2, p. 175—198.

Hoschek G. Zur unteren stabilitätsgrenze von staurolit.—*Naturwissenschaften*, 1967, 54, S. 200.

Hoschek G. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1969, 22, N 3, p. 208—232.

Hsu J. C. Selected phase relationships in the system Al—Mn—Fe—Si—O—H. A model for garnet equilibria.—*J. Petrol.*, 1968, 9, N 1, p. 40—84.

Hsu J. C., Burnham C. W. Phase relationships in the system $Fe_3Al_2Si_2O_{12}$ — H_2O at 2.0 kolobars.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1969, 80, N 12, p. 2393—2408.

Hutcheon I., Froest E., Gordon T. M. The assemblage quartz-sillimanite-garnet-cordierite as an indicator of metamorphic conditions in the Daly Bay complex, N. W. T.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1974, 44, N 1, 29—34.

Jorbatschen R. Distribution of elements between cordierite, biotite and garnet.—*Neues Jahrb. Mineral.*, 1968, 110, H 1, p. 57—80.

- Keesman G., Matthes S., Schreyer W., Seifert F.* Stability of almandine in the system $\text{FeO} - (\text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - (\text{H}_2\text{O})$ at elevated pressures.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1971, 31, N 2, p. 132—144.
- Kretz R.* Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals.—*J. Geol.*, 1959, 67, N 4.
- Kretz R.* Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable compositions examples: orthopyroxene, clinopyroxene and orthopyroxene-garnet.—*J. Geol.*, 1961, 69, N 4, p. 361—387.
- Newton R. C.* Kyanite-andalusite equilibrium from 700 to 800°C.—*Science*, 1966a, 153, N 3738, p. 170—172.
- Newton R. C.* Some calc-silicate equilibrium relations.—*Amer. J. Sci.*, 1966b, 264, N 3, p. 204—222.
- Newton R. C.* An experimental determination of the high pressure stability limits of magnesia cordierite under wet and dry conditions.—*J. Geol.*, 1972, 80, N 4, p. 398—420.
- Newton R. C., Chariu T. V., Kleppa O. J.* A calorimetric investigation of the stability of anhydrous magnesium cordierite with application to granulite facies metamorphism.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1974, 44, N 4, p. 295—311.
- Okrusch M.* Die Gneishornfelsene Steinach in der Oberpfalz.—*Contribs. Mineral and Petrol.*, 1969, 22, N 1, p. 32—72.
- Okrusch M.* Garnet—cordierite—biotite equilibria in the Steinach aureole, Bavaria.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1971, 32, N 1, p. 1—23.
- Osberg P. H.* A equilibrium model for Buchan-type metamorphic rocks, south-central Maine.—*Amer. Miner.*, 1971, 56, N 3/4, p. 570—587.
- Phinney J. C.* Phase equilibria in the metamorphic rocks of St. Paul Island and Cape North, Nova Scotia.—*J. Petrol.*, 1963, 4, N 1, p. 90—130.
- Reinhardt E. W.* Phase relations in cordierite bearing gneisses from the Jana noque area, Ontario.—*Can. J. Earth Sci.*, 1968, 5, N 13, p. 455—482.
- Richardson S.* Staurolite stability in a part of the system $\text{Fe} - \text{Al} - \text{Si} - \text{O} - \text{H}$.—*J. Petrol.*, 1968, 9, N 3, p. 467—488.
- Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell P. M.* Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria, the aluminium silicate triple point.—*Amer. J. Sci.*, 1969, 267, N 3, p. 259—272.
- Robie R. and Waldbaum D.* Thermodynamic properties of minerals and related substances.—Washington: U. S. Government Print. off., 1968.—250 p.
- Seifert F.* Stability of sapphirine. A study of the aluminous part of the system $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.—*J. Geol.*, 1974, 83, N 2, p. 173—204.
- Sen S. K., Chakraborty K. R.* Magnesium-iron exchange equilibrium in garnet-biotite and metamorphic grade.—*Neues Jahrb. Abhandl.*, 1968, 108, N 2, p. 181—207.
- Schreyer W., Seifert F.* High-pressure phases in the system $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.—*Amer. J. Sci. A*, 1969, 267, Schairer vol., p. 407—443.
- Smith D.* Stability of the assemblage iron-rich orthopyroxene—olivine—quartz.—*Amer. J. Sci.*, 1971, 271, N 4, p. 370—382.
- Schurman K.* Hydrothermale experimentelle Untersuchungen an metamorphen monoklinen Hornblenden. Teil. I. Über Stabilität Cummingtonite.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1967, N 9/10, S. 270—284.
- Storre B.* Stabilitätsbedingungen Grossulur-führenden paragenese in system $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1970, 29, N 2, p. 145—162.
- Thompson A. B.* Mineral reaction in pelitic rocks: I. Prediction of $P-T-X$ (Fe—Mg) phase relations.—*Amer. J. Sci.*, 1976, 276, N 4, p. 401—424.
- Thompson A. B.* Mineral reactions in pelitic rocks: Calculation of some $P-T-X$ (Fe—Mg) phase relations.—*Amer. J. Sci.*, 1976, 276, N 4, p. 425—454.
- Weisbrod A.* Cordierite-garnet equilibrium in the system $\text{Fe} - \text{Mn} - \text{Al} - \text{Si} - \text{O} - \text{H}$.—In: *Carnegie Inst. Year Book*.—72. Washington, 1973a, p. 515—518.
- Weisbrod A.* Refinements of the equilibrium conditions of the reaction $\text{Fe cordierite} + \text{almandine} + \text{quartz} + \text{sillimanite} (+\text{H}_2\text{O})$.—In: *Carnegie Inst. Year Book*—72.—Washington, 1973, p. 518—521.
- Wones D. R., Engster N. P.* Stability of biotite: Experiment, theory and application.—*Amer. Miner.*, 1965, 50, N 9/10, p. 1228—1272.
- Wood B. J.* $\text{Fe}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ partition between coexisting cordierite and garnet A. Discussion of the experimental data.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1973, 40, N 3, p. 253—258.
- Wood B., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex system.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1973, 42, N 2, p. 109—124.
- Wood B. J.* The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1974, 46, N 1, p. 1—15.
- Yoder H. S.* Almandine garnet stability.—*Amer. Mineral.*, 1955, 40, N 1, p. 3—11.
- Yoder H. S., Chinner G. A.* Almandine—pyrope—water system at 10 000 bars.—In: *Carnegie Inst. Year Book*.—59. Washington, 1960, p. 81—84.
- Zen E.* Thermochemical parameters of minerals from oxygen—buffered hydrothermal equilibrium data: method, application to annite and almandine.—*Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1973, 39, N 1, p. 65—80.

ПРИЛОЖЕНИЕ
**ХИМИЧЕСКИЙ
СОСТАВ (%)
И ФИЗИЧЕСКИЕ
СВОЙСТВА
ГРАНАТОВ**

№ п/п	Наименование породы	Содержание окислов (в %)	Содержание элементов (в %)	Содержание окислов (в %)	Содержание элементов (в %)	Содержание окислов (в %)	Содержание элементов (в %)
1	Гранат	48.5	32.5	48.5	32.5	48.5	32.5
2	Гранат	47.5	31.5	47.5	31.5	47.5	31.5
3	Гранат	46.5	30.5	46.5	30.5	46.5	30.5
4	Гранат	45.5	29.5	45.5	29.5	45.5	29.5
5	Гранат	44.5	28.5	44.5	28.5	44.5	28.5
6	Гранат	43.5	27.5	43.5	27.5	43.5	27.5
7	Гранат	42.5	26.5	42.5	26.5	42.5	26.5
8	Гранат	41.5	25.5	41.5	25.5	41.5	25.5
9	Гранат	40.5	24.5	40.5	24.5	40.5	24.5
10	Гранат	39.5	23.5	39.5	23.5	39.5	23.5
11	Гранат	38.5	22.5	38.5	22.5	38.5	22.5
12	Гранат	37.5	21.5	37.5	21.5	37.5	21.5
13	Гранат	36.5	20.5	36.5	20.5	36.5	20.5
14	Гранат	35.5	19.5	35.5	19.5	35.5	19.5
15	Гранат	34.5	18.5	34.5	18.5	34.5	18.5
16	Гранат	33.5	17.5	33.5	17.5	33.5	17.5
17	Гранат	32.5	16.5	32.5	16.5	32.5	16.5
18	Гранат	31.5	15.5	31.5	15.5	31.5	15.5
19	Гранат	30.5	14.5	30.5	14.5	30.5	14.5
20	Гранат	29.5	13.5	29.5	13.5	29.5	13.5
21	Гранат	28.5	12.5	28.5	12.5	28.5	12.5
22	Гранат	27.5	11.5	27.5	11.5	27.5	11.5
23	Гранат	26.5	10.5	26.5	10.5	26.5	10.5
24	Гранат	25.5	9.5	25.5	9.5	25.5	9.5
25	Гранат	24.5	8.5	24.5	8.5	24.5	8.5
26	Гранат	23.5	7.5	23.5	7.5	23.5	7.5
27	Гранат	22.5	6.5	22.5	6.5	22.5	6.5
28	Гранат	21.5	5.5	21.5	5.5	21.5	5.5
29	Гранат	20.5	4.5	20.5	4.5	20.5	4.5
30	Гранат	19.5	3.5	19.5	3.5	19.5	3.5
31	Гранат	18.5	2.5	18.5	2.5	18.5	2.5
32	Гранат	17.5	1.5	17.5	1.5	17.5	1.5
33	Гранат	16.5	0.5	16.5	0.5	16.5	0.5
34	Гранат	15.5	0.0	15.5	0.0	15.5	0.0
35	Гранат	14.5	0.0	14.5	0.0	14.5	0.0
36	Гранат	13.5	0.0	13.5	0.0	13.5	0.0
37	Гранат	12.5	0.0	12.5	0.0	12.5	0.0
38	Гранат	11.5	0.0	11.5	0.0	11.5	0.0
39	Гранат	10.5	0.0	10.5	0.0	10.5	0.0
40	Гранат	9.5	0.0	9.5	0.0	9.5	0.0
41	Гранат	8.5	0.0	8.5	0.0	8.5	0.0
42	Гранат	7.5	0.0	7.5	0.0	7.5	0.0
43	Гранат	6.5	0.0	6.5	0.0	6.5	0.0
44	Гранат	5.5	0.0	5.5	0.0	5.5	0.0
45	Гранат	4.5	0.0	4.5	0.0	4.5	0.0
46	Гранат	3.5	0.0	3.5	0.0	3.5	0.0
47	Гранат	2.5	0.0	2.5	0.0	2.5	0.0
48	Гранат	1.5	0.0	1.5	0.0	1.5	0.0
49	Гранат	0.5	0.0	0.5	0.0	0.5	0.0
50	Гранат	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

ТАБЛИЦА 1

Гранаты метapelитов бедных CaO и богатых K₂O (группа I)

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{Гигр}	П.п.п.	Сумма	ρ, г/см ³	n _D
1	14681/1429	36,70	0,15	21,28	0,16	36,00	3,00	0,94	1,47	0,12	0,08	0,14	0,17	100,21	4,28	—
2	13690/1980	39,33	0,21	21,21	0,45	31,97	3,26	0,29	2,85	0,12	0,10	0,08	0,26	100,13	4,08	1,811
3	13690/2230	41,79	0,21	19,56	0,72	30,82	3,08	0,72	2,40	0,12	0,14	0,14	0,24	99,94	4,13	1,810
4	606/9	36,97	0,10	21,05	0,61	36,29	1,43	2,20	1,24	0,08	0,12	0,00	0,25	100,40	4,13	—
5	606/7	38,05	0,25	21,00	0,18	35,42	2,30	1,41	0,63	0,24	0,20	0,20	0,29	100,17	4,30	—
6	11508/141	39,05	0,10	20,53	0,27	34,70	0,53	2,77	1,41	0,13	0,07	0,00	0,02	99,65	4,187	1,805
7	608/11a	37,52	0,05	21,22	0,10	33,98	3,00	2,46	1,47	0,12	0,14	0,14	0,17	100,37	4,09	—
8	A—11/3	38,97	0,44	19,98	0,10	31,60	1,02	5,11	2,31	0,10	0,10	0,06	0,24	100,03	—	—
9	A—12/4	38,53	0,13	22,13	0,10	33,32	0,90	3,48	1,34	0,10	0,30	0,02	—	100,35	—	—
10	A—12/5	38,06	0,41	21,06	1,52	32,83	0,44	3,50	1,65	0,18	Следы	0,12	0,16	100,10	—	—
11	9254/599	37,55	0,03	21,21	0,45	27,65	8,96	3,37	0,46	0,06	0,13	0,10	0,24	100,42	4,21	—
12	9254/595	36,51	0,00	19,98	1,43	28,91	7,94	3,32	0,14	0,03	0,17	0,10	1,15	99,68	4,224	1,808
13	10272/151	37,65	0,05	20,02	1,13	35,10	0,42	3,96	1,74	0,08	0,16	0,00	0,12	100,47	4,22	—
14	3956	39,28	0,08	20,26	0,35	33,24	0,65	4,52	0,90	0,05	0,29	0,42	0,04	100,12	4,12	1,807
15	3183	39,69	0,15	20,24	2,93	27,91	0,35	7,62	1,35	0,23	0,08	0,02	—	100,57	3,971	1,791
16	2262	39,76	0,09	21,02	2,11	26,15	0,35	8,70	2,09	0,08	—	0,11	—	100,46	4,015	1,793
17	3928	37,58	0,32	22,87	0,05	28,65	0,86	6,34	2,00	0,04	0,05	0,40	0,67	99,98	4,105	1,794
18	2234	38,97	0,23	20,82	0,64	28,88	1,52	7,52	1,23	0,05	0,06	0,06	—	100,13	4,115	1,793
19	205/135	38,62	0,05	21,92	1,95	28,94	0,18	6,96	0,70	0,20	0,04	—	—	100,46	—	—
20	225/135	37,60	0,04	21,67	1,85	32,40	0,15	5,22	0,90	0,26	0,09	—	—	100,48	—	—
21	56/123	37,70	0,05	21,92	2,62	30,96	0,20	5,90	0,90	0,18	0,04	—	—	100,47	—	—
22	14722/203	38,02	0,02	20,47	1,78	30,75	2,10	5,34	1,36	0,11	0,08	0,10	0,25	100,38	4,22	—
23	11967/153	38,05	0,02	20,79	0,66	35,53	0,33	4,12	0,53	0,08	0,07	0,06	0,17	100,41	4,09	1,808
24	177/68	40,00	0,07	21,44	0,48	26,20	0,40	9,55	1,23	0,30	0,20	0,03	0,34	100,24	4,02	—
25	145—6	37,50	0,12	20,69	0,19	33,81	1,13	4,80	0,81	0,10	0,08	—	0,09	99,32	—	—
26	76	38,00	0,06	21,00	0,15	34,50	0,20	4,32	1,40	0,20	0,10	0,12	0,29	100,34	4,15	—
27	146—ж	37,82	0,05	21,19	0,45	29,09	1,50	7,08	0,90	0,42	0,20	0,36	0,17	99,23	—	—
28	110	39,05	0,10	20,87	0,12	32,17	1,70	3,60	1,74	0,20	0,20	0,02	0,34	100,11	—	1,809
29	111	38,47	0,07	20,91	0,18	33,04	1,05	3,98	1,24	0,20	0,20	0,02	0,60	99,96	—	1,806
30	114	38,26	0,10	21,08	0,12	34,09	1,06	3,28	1,40	0,30	0,20	0,02	0,51	100,42	—	—
31	175/68	39,32	0,06	22,13	0,58	26,00	0,40	9,55	1,12	0,30	0,20	0,02	0,46	100,14	4,027	—
32	3006 *	40,34	0,18	20,23	4,47	24,39	1,62	7,25	1,55	0,07	0,06	0,16	0,29	100,65	4,03	1,798
33	3945	37,60	0,32	21,80	1,75	31,45	0,85	2,91	1,76	—	0,14	0,38	0,72	99,79	4,195	1,81
34	3936	36,26	0,40	21,96	—	33,41	0,50	2,87	2,80	0,20	0,12	0,36	0,92	99,80	4,105	1,808
35	10885/64	39,01	—	20,70	2,46	32,45	0,13	3,48	1,85	—	—	0,18	0,26	100,52	—	—
36	1507/6	39,76	0,09	21,02	1,30	29,98	0,21	5,88	1,60	0,22	0,16	0,06	0,15	100,61	—	—
37	1245—6	39,27	0,11	21,13	0,95	30,35	0,42	5,60	1,86	0,20	0,19	0,12	0,38	100,58	—	—
38	3280	39,62	0,23	21,19	1,03	30,17	0,35	6,27	1,08	0,01	0,06	0,11	—	100,15	4,05	1,789
39	3284	39,98	0,09	21,70	1,31	29,72	0,27	6,09	0,35	0,11	0,06	0,26	0,29	100,24	4,125	1,795
40	3550	38,98	—	22,07	2,05	26,10	1,25	7,22	1,45	—	0,07	0,09	0,27	99,55	4,045	1,791
41	3551	39,86	0,11	20,99	2,06	27,99	1,61	6,70	0,70	0,16	0,07	0,13	—	100,39	4,09	1,792
42	3189	39,79	0,10	21,02	1,03	30,72	0,20	5,60	1,35	0,04	—	0,15	—	100,00	4,075	1,802
43	3613	39,32	0,25	21,62	2,66	28,60	0,64	6,11	0,60	—	0,07	0,24	0,49	100,66	4,02	1,804
44	3128	39,46	0,24	19,62	2,81	25,86	0,74	9,47	1,98	0,04	0,06	0,14	—	100,48	4,045	1,787
45	3087 *	40,45	0,13	20,29	3,06	25,51	0,63	7,50	1,50	0,13	0,34	0,18	—	99,77	4,050	1,790
46	3643	38,81	0,40	21,59	1,04	28,88	0,52	6,77	1,83	0,04	—	0,22	—	100,21	4,065	1,802

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{гигр}	П.п.п.	Сумма	ρ, г/см ³	n _D
47	3640	39,60	—	22,58	1,65	29,00	0,23	5,80	1,05	—	—	0,16	0,46	100,57	4,080	1,795
48	3836	39,86	0,36	19,66	2,25	26,11	0,96	10,24	—	0,08	0,05	—	—	99,57	4,015	1,786
49	3019	41,01	0,13	22,92	0,27	24,57	0,83	9,11	1,05	0,05	0,05	0,05	0,50	100,57	4,035	1,784
50	3015	41,35	0,14	19,85	1,87	24,93	1,22	7,75	2,30	0,08	0,03	0,15	0,92	100,60	4,03	1,788
51	3270	38,83	0,06	21,94	2,10	29,20	0,26	6,25	0,40	0,12	0,10	0,24	0,50	100,02	4,010	1,788
52	2	39,52	—	21,89	0,69	28,15	1,13	7,01	1,50	0,03	0,12	0,12	—	100,16	4,115	1,793
53	3804 *	39,36	0,15	20,59	4,99	27,87	1,34	6,19	—	0,14	0,05	—	—	100,68	4,105	1,804
54	С—10/1	38,81	0,10	21,27	0,03	30,16	0,34	7,37	1,26	0,28	0,13	—	0,54	100,29	4,089	1,791
55	327	38,88	0,50	19,77	0,52	33,46	0,55	4,34	1,40	0,22	0,10	0,01	0,46	100,21	—	—
56	К—4/67	38,41	0,19	20,56	0,16	33,12	0,46	5,02	1,72	0,08	0,16	0,02	0,26	100,23	4,123	1,792
57	11565/131	38,08	0,11	21,83	0,02	33,41	0,31	5,06	0,81	0,06	0,12	0,06	0,18	100,05	4,213	1,799
58	2228	39,82	0,23	21,67	1,59	28,02	0,30	6,83	1,75	0,01	—	0,25	—	100,69	4,105	1,784
59	12047/235	38,93	Следы	20,59	0,50	31,07	1,89	4,27	2,07	0,16	0,10	0,10	0,71	100,39	4,058	1,801
60	123/127	38,60	0,05	22,37	1,78	26,64	0,60	8,56	1,35	0,18	0,04	0,10	—	100,27	—	—
61	26/75	38,15	0,05	22,29	0,51	30,46	1,77	5,40	1,09	0,36	0,08	—	0,26	100,42	4,03	—
62	31/75	38,54	0,04	22,10	0,10	30,74	0,96	6,34	0,78	0,30	0,08	—	0,38	100,36	4,04	—
63	16/75	36,72	Следы	21,75	0,58	32,84	0,98	4,87	1,26	0,50	0,20	—	0,48	100,18	—	—
64	Б—15	40,16	0,02	21,14	1,84	27,39	0,45	8,70	0,53	0,02	0,04	—	—	100,49	—	—
65	172/15	38,21	0,05	21,02	0,04	33,95	0,70	4,61	0,84	0,16	0,10	0,04	0,15	99,87	4,239	1,806
66	172	37,69	0,10	20,73	0,44	34,11	0,62	4,52	0,88	0,13	0,12	0,10	0,87	100,31	4,224	1,802
67	74/1	38,27	0,05	20,73	0,02	33,40	0,48	4,76	1,50	0,22	0,20	0,08	0,38	100,09	4,185	1,810
68	136/1	38,92	0,05	21,49	0,82	26,94	0,41	9,21	1,12	0,45	0,17	0,06	0,57	100,21	3,989	1,786
69	75/16	38,47	Следы	21,17	2,05	28,01	0,42	7,84	1,74	0,20	0,30	0,06	0,17	100,43	—	—
70	830/7500	37,92	0,02	21,62	0,03	31,79	0,67	6,57	0,91	0,17	0,30	0,04	0,26	100,30	—	—
71	416/61	39,63	0,09	20,59	1,50	26,13	0,70	9,17	1,12	0,15	0,06	—	0,86	100,40	3,988	1,789
72	402/61	38,34	0,05	21,09	1,39	29,49	0,79	6,77	1,05	0,09	0,07	—	0,95	100,43	4,009	1,791
73	231	38,83	0,12	21,58	—	32,51	0,50	5,46	0,78	0,16	0,20	0,08	0,22	100,44	4,170	—
74	222	38,97	0,14	21,83	1,43	25,32	1,96	8,28	0,70	0,18	0,18	0,08	0,73	99,89	4,190	—
75	428/8	38,43	0,10	21,07	2,49	29,06	1,12	5,91	1,26	0,08	0,20	—	0,19	99,99	3,99	—
76	207/1	39,96	0,00	20,49	0,72	27,76	0,42	8,45	1,54	0,07	0,13	0,10	0,80	100,44	3,906	1,788
77	КМ—69/2	39,53	0,08	21,44	0,08	28,87	0,69	8,09	1,05	0,10	0,10	0,06	0,07	100,16	—	—
78	152—а	37,50	0,07	20,76	0,25	34,55	2,20	3,42	1,12	0,30	0,11	—	0,09	100,37	—	—
79	2310	37,88	0,07	21,46	0,70	32,04	1,49	5,05	1,00	0,10	0,16	0,08	0,22	100,25	4,155	—
80	2323	38,13	0,07	21,06	0,65	32,00	2,41	4,50	0,86	0,10	0,16	0,20	0,27	100,41	4,157	—
81	87/62 *	37,55	Следы	21,71	3,08	28,32	0,32	6,96	1,05	0,10	0,00	0,10	0,57	99,88	—	—
82	344	37,35	0,02	19,97	2,22	30,74	2,28	5,20	1,05	0,13	0,05	—	0,67	99,93	—	—
83	178/68	39,15	Следы	21,22	2,63	25,42	0,77	8,44	1,76	0,30	0,24	0,08	0,22	100,23	4,050	—
84	169	39,03	—	21,97	0,34	27,52	0,42	9,37	1,53	—	—	—	—	100,29	—	—
85	24/1	40,45	—	18,90	2,23	30,42	2,39	4,80	0,11	0,06	0,12	0,14	0,48	100,19	4,02	1,806
86	303—А	39,59	0,10	20,80	0,79	30,22	1,26	6,23	0,14	0,04	0,13	0,08	0,64	100,04	3,98	—
87	171	38,65	0,11	21,20	0,79	26,20	0,51	9,33	2,01	0,21	0,02	0,17	0,74	99,94	4,07	1,786
88	3/66	37,57	0,42	21,19	0,21	31,24	0,58	6,69	1,33	0,22	0,10	0,01	0,50	100,06	4,09	1,792
89	16/64	39,80	0,18	21,87	0,11	27,94	0,98	7,10	0,88	0,40	0,40	—	0,38	100,24	3,62	1,780
90	75	38,55	0,10	20,83	1,07	29,92	1,40	6,31	1,61	0,10	0,05	0,08	0,33	100,36	4,147	1,792
91	148—а	36,60	0,12	20,29	0,19	35,56	4,98	1,45	1,52	0,10	0,08	0,08	—	100,97	—	—
92	160—Г	36,44	0,05	21,38	0,20	35,98	2,08	1,89	1,26	0,40	0,16	—	0,14	99,98	—	—
93	24/74	37,83	0,02	21,21	0,10	32,80	0,72	5,79	1,02	0,10	0,20	0,04	0,29	100,12	4,09	—

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
94	130/67	38,60	0,05	21,09	0,63	31,61	0,85
95	769 *	37,12	0,30	21,56	3,15	27,36	0,74
96	680	37,50	0,15	19,45	1,57	31,68	0,56
97	63—Г	37,82	0,08	21,74	0,40	29,02	0,30
98	670	38,85	—	21,69	0,82	28,02	0,52
99	748	38,65	—	21,46	0,73	28,60	0,49
100	693	38,02	0,08	22,36	2,56	30,22	0,49
101	199	39,48	0,11	20,95	0,02	29,31	0,45
102	3914	38,60	0,40	22,35	—	28,20	2,08

Примечание. Кроме того, установлено в анализе: 1 — a₀ — 11,541; 4 — P₂O₅ — 0,06; 6 — P₂O₅ — 0,07; P₂O₅ — 0,04; a₀ — 11,517; 33 — P₂O₅ — 0,11; 34 — P₂O₅ — 0,08; 36 — P₂O₅ — 0,10; SO₃ — 0,08; 37 — P₂O₅ — 0,11; 38 — 42 — a₀ — 11,531; 43 — P₂O₅ — 0,06; a₀ — 11,520; 44 — P₂O₅ — 0,06; a₀ — 11,540; 45 — P₂O₅ — 0,05; a₀ — 11,534; 46 — 0,01; a₀ — 11,525; 51 — P₂O₅ — 0,02; a₀ — 11,519; 52 — a₀ — 11,501; 53 — a₀ — 11,512; 56 — P₂O₅ — 0,07; 58 — P₂O₅ — 0,08; 81 — P₂O₅ — 0,12; 82 — P₂O₅ — 0,17; SO₃ — 0,08; 85 — P₂O₅ — 0,03; Cr₂O₃ — 0,04; 86 — P₂O₅ — 0,02; P₂O₅ — 0,11; 102 — P₂O₅ — 0,08; a₀ — 11,535.

1. Гранат из сланца; Кв + Му + Хл_{68,7} + Гр_{95,6} + (Грф) Мт; Криворожье, рудник им. Розы Люксембург, скв. 14681, гл. 1429 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
2. Гранат из сланца; Кв + Му + Хл₇₇ + Би₆₂ Гр_{88,5} (+Тур); Криворожье, рудник им. Карла Либкнехта, скв. 13690, гл. 1980 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
3. Гранат из сланца; Кв + Му + Хл_{73,4} + Би_{74,7} + Гр₉₆ + Пл; Криворожье, рудник им. Карла Либкнехта, скв. 13690, гл. 2230 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
4. Гранат из сланца; Кв + Му + Анд + Би_{60,8} + Гр_{90,4} + Ст; Криворожье, Анновский карьер. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1975 г.
5. Гранат из сланца; Кв + Му + Би_{63,7} + Гр_{99,3} + Ст_{83,8} + Анд + Грф (+ Тур + Хл); Криворожье, Анновский карьер. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
6. Гранат из сланца; Кв + Му + Би_{49,5} + Гр_{87,3} + Ст_{75—80}; Криворожье, Родионовский участок, скв. 11 508, гл. 141 м. Аналитик Р. Л. Левина (Белевцев, 1975).
7. Гранат из сланца; Кв + Му + Анд + Би_{57,2} + Гр_{88,6} + Ст_{82,6} + Грф (+Тур); Криворожье, Анновский карьер. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
8. Гранат из плагиогнейса; Гр + Би_{97,5} + Ст + Пл + Кв; Центральное Приазовье, Андреевский участок. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Б. В. Мирская, 1970 г.
9. Гранат из плагиогнейса; Гр + Би_{53,6} + Ст + Пл + Кв; Центральное Приазовье, Андреевский участок. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Б. В. Мирская, 1970 г.
10. Гранат из плагиогнейса; Гр + Би_{52,2} + Ст + Сил + Пл + Кв; Центральное Приазовье, Андреевский участок. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Б. В. Мирская, 1970 г.
11. Гранат из гнейса; Кв + Пл₁₂ + КПШ₂₇ + Му + Сил + Би_{57,6} + Гр_{82,6} + Грф (+ Пир + Ц); Криворожье, Анновская полоса, скв. 9254, гл. 599—607 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
12. Гранат из гнейса; Кв + КПШ₁₄ + Пл₁₇ + Му + Сил + Би_{57,7} + Гр_{83,5} + Грф (+ Хл); Криворожье, Анновская полоса, скв. 9254, гл. 595 м. Аналитик Р. Л. Левина (Белевцев, 1975).
13. Гранат из гнейса; Кв + Му + КПШ + Пл₂₅ + Би_{54,4} + Гр_{83,7} + Сил; Криворожско-Кременчугская зона, Желтянский участок, скв. 10 272, гл. 151 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1975 г.
14. Гранат из гнейса; Сил + Гр + КПШ + Кв + Грф + Би; Криворожско-Кременчугская зона, Северо-Лозоватский участок (Горошников, 1971).
15. Гранат из гнейса; Би_{42,2} + Кв + Пл_{28,3} + Сил + Гр_{68,6} + Ми; Приазовье, Васильковский участок (Горошников, 1971).
16. Гранат из гнейса; Сил + Гр_{64,2} + Би₃₉ + Ми + Кв; Приазовье, Васильковский участок (Горошникова, 1971).
17. Гранат из гнейса; Гр_{70,6} + Сил + Би_{44,8} + КПШ + Кв; Приазовье, Васильковский участок (Горошников, 1971).

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{гигр}	П.п.п.	Сумма	ρ, г/см ³	ⁿ Гр
5,54	1,12	0,20	0,10	0,08	0,37	100,24	—	—
7,85	1,50	0,06	0,01	0,06	0,60	100,31	4,10	1,793
6,89	2,10	Следы	0,12	0,08	0,26	100,38	4,22	—
8,69	1,26	0,21	0,01	0,02	0,19	99,84	4,02	—
8,11	1,22	Следы	—	0,08	0,60	99,91	—	—
8,55	0,93	Следы	—	0,08	0,35	99,89	—	—
4,23	1,12	0,10	0,00	0,07	0,78	100,10	—	1,798
7,54	1,40	0,25	0,24	—	0,65	100,51	4,062	1,787
5,14	2,40	0,07	0,20	0,44	—	99,96	4,05	1,797

10 — F — 0,17; 11 — P₂O₅ — 0,21; 13 — P₂O₅ — 0,04; 14 — P₂O₅ — 0,04; 17 — P₂O₅ — 0,15; 18 — P₂O₅ — 0,15; 32 — P₂O₅ — 0,03; a₀ — 11,509; 39 — P₂O₅ — 0,01; a₀ — 11,526; 40 — P₂O₅ — 0,05; a₀ — 11,534; 41 — P₂O₅ — 0,01; a₀ — 11,511; P₂O₅ — 0,11; a₀ — 11,526; 47 — P₂O₅ — 0,04; a₀ — 11,511; 48 — a₀ — 11,515; 49 — P₂O₅ — 0,03; a₀ — 11,492; 50 — P₂O₅ — 0,22; a₀ — 11,519; 64 — P₂O₅ — 0,13; 71 — P₂O₅ — 0,28; SO₃ — 0,12; 72 — P₂O₅ — 0,23; SO₃ — 0,12; 74 — P₂O₅ — 0,09; 89 — P₂O₅ — 0,20; 90 — P₂O₅ — 0,014; 96 — P₂O₅ — 0,02; 97 — P₂O₅ — 0,1; 99 — P₂O₅ — 0,05; 100 — P₂O₅ — 0,07; 101 —

18. Гранат из гнейса; Сил + Гр_{68,4} + Би_{42,5} + Кв + Пл_{28,4} + Ми; Приазовье, Васильковский участок (Горошников, 1971).
19. Гранат из гнейса; Пл + Кв + Гр₇₁ + Би_{38,9} + Сил + КПШ; Орехово-Павлоградская зона, северная часть, скв. 135, гл. 107 м. Коллекция Е. Б. Глевасского, Г. В. Жукова.
20. Гранат из гнейса; Сил + Би_{46,8} + Гр_{78,6} + КПШ + Пл + Кв; Орехово-Павлоградская зона, северная часть, скв. 135, гл. 171 м. Коллекция Е. Б. Глевасского, Г. В. Жукова.
21. Гранат из гнейса; Сил + Гр₁₆ + Би_{42,6} + КПШ + Пл + Кв; Орехово-Павлоградская зона, северная часть, скв. 123, гл. 120 м. Коллекция Е. Б. Глевасского, Г. В. Жукова.
22. Гранат из гнейса; Кв + Пл₂₈ + КПШ + Би_{45,6} + Гр_{77,3} + Сил + Грф; Правобережный район, Краснофедоровский участок, скв. 14 762, гл. 203 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик А. В. Стрыгина, 1975.
23. Гранат из гнейса; Кв + Орт + Сил + Гр₈₃ + Би₅₆; Правобережный район, Овнянский участок, скв. 11 967, гл. 153 м. Аналитик Р. Л. Левина (Белевцев, 1975).
24. Гранат из гнейса; Гр + Сил + Би + Пл + КПШ + Грф; Приазовье, р. Каратыш, с. Суржинка. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Р. Л. Левина, 1970.
25. Гранат из гнейса; Гр_{79,9} + Би_{43,9} + Сил + Ми + Кв + (Мт), (+Пл₂₀); Николаевская область, карьер с. Молдовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Г. Я. Скрынник, 1972.
26. Гранат из гнейса; Гр_{81,8} + Би_{53,3} + Пл + Кв + Сил; Приазовье, Юрьевский участок, скв. 22, гл. 344 м. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Б. В. Мирская, 1969.
27. Гранат из гнейса; Гр_{70,1} + Би_{30,3} + Сил + Ми + Кв; Николаевская область, карьер с. Молдовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Г. Я. Скрынник, 1972 г.
28. Гранат из гнейса; Сил + Гр_{83,4} + Би_{55,7} + КПШ + Кв; Западное Приазовье, Куксунгурское железорудное месторождение, скв. 2, гл. 77,5 м. Аналитик Б. В. Мирская (Кравченко, Яковлев, 1971).
29. Гранат из гнейса; Сил + Гр_{82,4} + Би_{50,4} + КПШ + Кв; Западное Приазовье, Куксунгурское железорудное месторождение, скв. 2, гл. 125, 75 м. Аналитик Б. В. Мирская (Кравченко, Яковлев, 1976).
30. Гранат из гнейса; Гр_{85,4} + Би_{52,5} + КПШ + Кв; Западное Приазовье, Куксунгурское железорудное месторождение, скв. 2, гл. 240,0 м. Аналитик Б. В. Мирская (Кравченко, Яковлев, 1976).
31. Гранат из гнейса; Гр_{60,9} + Грф + Би_{28,8} + Пл + МП + Кв + Сил; Приазовье, р. Каратыш, с. Суржинка. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Р. Л. Левина, 1970.
32. Гранат из гнейса; Би + Кв + Сил + Гр_{68,8} + Ми; Криворожско-Кременчугский район, Северо-Лозоватский участок (Горошников, 1971).
33. Гранат из гнейса; Грф + Гр_{86,2} + Би_{58,1} + Сил + Кв; Криворожско-Кременчугский район (Горошников, 1971).
34. Гранат из гнейса; Би_{65,8} + Кв + Сил + Гр₈₇ + Грф; Криворожско-Кременчугский район, Червонокаменный участок (Горошников, 1971).
35. Гранат из гнейса; Кв + Гр + Би + Сил + КПШ + Пл; Криворожско-Кременчугский район, Желтянский участок, скв. 10 885, гл. 64—90 м. Коллекция Б. И. Горошникова.
36. Гранат из гнейса; Гр + Би + Сил; Приазовье, р. Берда. Коллекция Р. М. Полуновского.

37. Гранат из гнейса; Би + Gr + Сил; Приазовье, р. Берда. Коллекция Р. М. Полуновского.
38. Гранат из гнейса; Би_{45,8} + Кв + Пл_{20,3} + Сил + Gr_{73,67} + Ми; Побужье, Грушковский участок, скв. 214, гл. 224 м (Горошников, 1971).
39. Гранат из гнейса; Би + Кв + Пл₂₀₋₂₇ + Сил + Gr₇₄ + Ми; Побужье, Грушковский участок, скв. 214, гл. 229 м (Горошников, 1971).
40. Гранат из гнейса; Би + Кв + Пл₁₂₋₁₄ + Сил + Gr_{68,5} + Орт; Среднее Побужье, участок Станиславчик, скв. 12 011, гл. 105 м (Горошников, 1971).
41. Гранат из гнейса; Би_{46,5} + Кв + Пл₁₂₋₁₄ + Сил + Gr_{71,5} + Орт; Среднее Побужье, участок Станиславчик, скв. 12 011, гл. 100 м (Горошников, 1971).
42. Гранат из гнейса; Би + Кв + Сил + Gr_{75,9} + Ми + Пл₆₀; Побужье, Кошаро-Александровский участок (Горошников, 1971).
43. Гранат из гнейса; Би + Кв + Пл₂₀₋₂₇ + Сил + Gr₇₄ + Орт; Побужье, Кошаро-Александровский участок (Горошников, 1971).
44. Гранат из гнейса; Би_{29,8} + Кв + Пл₂₀₋₂₇ + Сил + Gr_{62,7} + Орт; Побужье, Кошаро-Александровский участок, скв. 11 921, гл. 210 м (Горошников, 1971).
45. Гранат из гнейса; Би_{36,1} + Кв + Пл₂₀₋₂₇ + Сил + Gr_{67,9} + Орт; Побужье, Кошаро-Александровский участок, скв. 10 940, гл. 182 м (Горошников, 1971).
46. Гранат из гнейса; Би_{37,7} + Кв + Пл₂₀₋₂₇ + Сил + Gr_{70,7} + Орт; Побужье, Кошаро-Александровский участок, скв. 11 910, гл. 70 м (Горошников, 1971).
47. Гранат из гнейса; Би + Кв + Пл₂₀₋₂₇ + Сил + Gr_{74,6} + Орт; Побужье, Кошаро-Александровский участок, скв. 11 910, гл. 80 м (Горошников, 1971).
48. Гранат из гнейса; Би₂₉ + Кв + Пл₂₀₋₂₇ + Сил + Gr_{60,6} + Орт; Побужье, Соломиевский участок (Горошников, 1971).
49. Гранат из гнейса; Би + Кв + Пл₂₀₋₂₇ + Сил + Gr_{60,4} + Орт; Побужье, Соломиевский участок (Горошников, 1971).
50. Гранат из гнейса; Би + Кв + Сил + Пл₂₀₋₂₇ + Gr_{65,8} + Орт; Побужье, Соломиевский участок (Горошников, 1971).
51. Гранат из гнейса; Gr_{73,6} + Би + Кв + Пл₂₅₋₇₀ + Сил + Кор ± Ми; Побужье, Капитановский участок, скв. 1199, гл. 81 (Горошников, 1971).
52. Гранат из гнейса; Би + Пл₃₂₋₃₅ + Gr_{69,7} + Сил + Кор + Ми + Кв; Приазовье, Драгунский участок (Горошников, 1971).
53. Гранат из гнейса; Би_{52,6} + Сил + Gr_{74,4} + Кор + Ми + Кв; Приазовье, Драгунский участок (Левковская, Орс, 1967).
54. Гранат из гнейса; Gr_{69,6} + Кор_{30,4} + Би + Сил + КПШ + Кв; Приднестровье, с. Болган. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Р. Л. Левина, 1968 г.
55. Гранат из гнейса; Би_{55,9} + Кор_{42,5} + Сил + Gr_{81,4} + Орт + Пл + Кв; Восточное Приазовье, р. Кальчик. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Л. М. Гождзинская, 1966 г.
56. Гранат из гнейса; Кор₃₆ + Сил + Би_{50,8} + Gr_{78,9} + Ми + Пл + Кв; Восточное Приазовье, р. Кальчик. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик А. А. Стеценко, 1968 г.
57. Гранат из гнейса; Кв + Сил + Би_{48,9} + Кор_{31,5} + Gr_{78,8} ± КПШ (± Ст); Правобережный район, Березневатский участок, скв. 11 565, гл. 131 м (Белевцев, 1975).
58. Гранат из гнейса; Gr_{70,6} + Би + Кв + Сил + Ми + Кор; Приазовье, Васильковский участок (Горошников, 1971).
59. Гранат из гнейса; Кв + КПШ + Пл₆₀ + Сил + Би_{53,3} + Gr_{80,5} + Кор₃₁ + Grф; Правобережный район, с. Новый Стародуб, скв. 12 047, гл. 235 м. Аналитик Р. Л. Левина (Белевцев, 1975).
60. Гранат из гнейса; Кор + Сил + Gr₆₅ + Би_{97,9} + КПШ + Пл + Кв; Орехово-Павлоградская зона, Северная часть, скв. 127, гл. 162 м. Коллекция Е. Б. Глевасского, Г. В. Жукова.
61. Гранат из гнейса; Би_{43,1} + Gr_{76,3} + Кор + Пл + Кв + КПШ; Нижнее Побужье, с. Рошаховка. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1977 г.
62. Гранат из гнейса; Би_{42,8} + Gr_{73,2} + Кор + Пл + Кв + КПШ (+ Анд_{втор}); Нижнее Побужье, с. Рошаховка. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1977 г.
63. Гранат из гнейса; Би_{46,1} + Кор + Gr_{79,3} + Пл + Кв + КПШ (+ Анд_{втор}); Нижнее Побужье, с. Рошаховка. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1977 г.
64. Гранат из гнейса; Кор₂₄ + Gr_{65,1} + Би + КПШ + Кв; Приднестровье, с. Катюжаны (Сидоренко, 1960).
65. Гранат из гнейса; Gr_{80,6} + Кор_{40,9} + Би_{59,4} + КПШ + Кв; Приднестровье, г. Могилев-Подольский. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Р. Л. Левина, 1968 г.
66. Гранат из гнейса; Кор_{35,9} + Би_{61,9} + Gr_{81,1} + КПШ + Кв; Приднестровье, г. Могилев-Подольский. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Р. Л. Левина, 1968 г.
67. Гранат из гнейса; Gr_{79,8} + Би_{51,1} + Кор + КПШ + Кв; Приднестровье, с. Вила-Яружские. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Р. Л. Левина, 1968 г.

68. Гранат из гнейса; $Gr_{62.7} + Кор + Би_{31.6} + Гип_{42.1} + КПШ + Кв$; Приднестровье, р. Мурашка, с. Шестаковка. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Р. Л. Левина, 1968 г.
69. Гранат из гнейса; $Gr_{68.1} + Кор_{23.3} + Би_{38.5} + КПШ + Кв$; Среднее Побужье. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
70. Гранат из гнейса; $Gr_{73.1} + Би_{43} + Кор_{30.6} + КПШ + Кв$; Среднее Побужье, скв. 7500, гл. 36 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Р. Л. Левина, 1971 г.
71. Гранат из гнейса; $Пл + Би_{32.5} + Кв + Gr_{63.7} + Кор + Ми$; Приазовье, р. Токмак. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1963 г.
72. Гранат из гнейса; $Пл + Би_{47} + Gr_{71.4} + Кв + Кор_{27.5} + Ми$; Приазовье, р. Токмак. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1963 г.
73. Гранат из мигматита; $Gr + Би + Кор + Пл + КПШ + Кв (+ Анд + Мус + Фибр_{втор})$; Приднестровье, с. Подменный Ялутков, скв. 18 676. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1969 г.
74. Гранат из гнейса; $Gr_{73.2} + Кор_{22.6} + Би_{32.2} + Гип_{41} + Пл + КПШ + Кв$; Приднестровье, с. Саинка. Аналитик Р. Л. Левина (Соболев, 1964).
75. Гранат из гнейса; $Кв + Пл_{30} + КПШ + Gr_{74.9} + Би_{41.7} + Кор$; Побужье, устье р. Корабельной, с. Остаповка. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1975 г.
76. Гранат из гнейса; $Кв + Пл_{29} + КПШ + Би_{37.1} + Кор_{28} + Gr_{65.3}$; р. Верблюжка. Аналитик Р. Л. Левина (Белевцев, 1975).
77. Гранат из гнейса; $Gr + Би + Кор + Кв + КПШ + Пл$; Приазовье, урочище «Каменные Могилы», скв. 69. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Б. В. Мирская, 1970 г.
78. Гранат из гнейса; $Gr_{85} + Би_{52.1} + Кор + КПШ + Пл + Кв$; левый берег р. Черный Ташлык, с. Лысяя Гора. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Г. Я. Скрынник, 1972 г.
79. Гранат из гнейса; $Кор_{32.3} + Би_{46.5} + Gr_{78.4} + КПШ + Кв$; р. Горный Тикич. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1974 г.
80. Гранат из гнейса; $Кор_{37.3} + Би_4 + Gr_{80.25} + КПШ + Кв + Пл$; Нижнее Побужье, р. Черный Ташлык, с. Лозоватка. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1974 г.
81. Гранат из гнейса; $Кор_{33.3} + Би + Gr_{72.1} + КПШ + Кв + Руд$; Приазовье, р. Кальчик. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1968 г.
82. Гранат из гнейса; $Би_{47.8} + Gr_{77.9} + Пл + Ми + Кв$; Приазовье, р. Токмак, с. Клиппенфельд. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1963 г.
83. Гранат из гнейса; $Gr_{64.8} + Би_{32.1} + Пл + Ми + Кв$; Приазовье, р. Каратыш, с. Суржинка. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1972 г.
84. Гранат из гранулита; $Gr + Би + КПШ + Кв$; с. Завалье (Щербаков, 1975).
85. Гранат из гнейса; $Gr_{79.2} + Би_{48.7} + Пл + КПШ + Кв$; Приингулье, р. Вшивая, с. Сасовка. Аналитик П. Д. Рябец (Белевцев, 1975).
86. Гранат из гнейса; $Gr_{73.4} + Би_{45.7} + Пл + КПШ + Кв$; Ингуло-Ингулецкий район, р. Боковенька, левый приток. Коллекция Е. Н. Голуб.
87. Гранат из гнейса; $Gr_{61.6} + Би_{31.1} + Орт + Пл + Кв$; Среднее Побужье, с. Хашеватое (Щербаков, 1975).
88. Гранат из гнейса; $Gr_{72.5} + Би_{40.7} + Пл + Кв + КПШ$; Центральное Приазовье, с. Карла Маркса. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик Л. М. Гождзинская, 1969 г.
89. Гранат из гнейса; $Gr_{68.9} + Би_{60} + Пл + Кв + КПШ$; Приазовье, р. Каратыш, с. Боевое. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик М. Л. Шайкевич, 1970 г.
90. Гранат из гнейса; $Gr_{73.3} + Би_{39.8} + Пл + КПШ + Кв$; Приазовье, Мариупольское железорудное месторождение, Ялтинский участок, скв. 301, гл. 267 м. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик Р. Л. Левина, 1971 г.
91. Гранат из гнейса; $Би_{64.5} + Gr_{93.3} + КПШ + Пл + Кв$; р. Черный Ташлык, с. Ново-Павловка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Г. Я. Скрынник, 1972 г.
92. Гранат из гнейса; $Gr_{91.6} + Би_{73.1} + Кв + Пл + КПШ$; р. Сухой Ташлык, с. Липняжка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Г. Я. Скрынник, 1972 г.
93. Гранат из гнейса; $Gr_{76.3} + Би_{44}$; р. Случь, Старокопстантиновский карьер. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1975 г.
94. Гранат из гнейса; $Би_{44.6} + Gr_{76.6} + Гип + Пл + КПШ$; Приазовье, р. Калка. Коллекция Т. Г. Щербаковой, 1974 г.
95. Гранат из гнейса; $Би + Гип_{45.1} + Gr_{68.3} + Орт + Пл + Кв$; Среднее Побужье, р. Ятрань, с. Табунов (Щербаков, 1975).
96. Гранат из гнейса; $Би + Гип_{51.3} + Gr_{73.3} + Пл + Кв + Орт$; Новоукраинский район, с. Витязевка, скв. 7446, гл. 490 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик А. А. Стеценко, 1974 г.
97. Гранат из гнейса; $Gr_{65.5} + Би + Гип_{44.8} + Пл + Кв$; Новоукраинский район, с. Якимовка. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик А. А. Стеценко, 1971 г.
98. Гранат из гнейса; $Би_{44.9} + Гип + Gr_{66.3} + Пл + Кв + Орт$; Новоукраинский район, с. Новомарьевка, скв. 7328, гл. 390 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитики Л. М. Гождзинская, Л. П. Фролова, 1973 г.

99. Гранат из гнейса; Би_{33,8} + Гип_{42,9} + Гр_{65,7} + Пл + Кв + Орт; Новоукраинский район, с. Новомарьевка, скв. 7315, гл. 45, Ом. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитики Л. М. Гождзинская, Л. П. Фролова, 1973 г.
100. Гранат из гнейса; Пл + Ми + Кв + Гр_{81,2} + Шп + Би; Восточное Приазовье, р. Кальчик, б. Полковая. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Л. В. Кацнельсон, 1968 г.
101. Гранат из гнейса; Гр_{88,6} + Би + Кор_{22,4} + КПШ + Шп + Пл; Приднестровье, р. Мурафа, С. Скалополь. Коллекция В. М. Вендиктова, аналитик Р. Л. Левина, 1969 г.

ТАБЛИЦА 2

Гранаты метapelитов бедных СаО и К₂О (группа II)

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	10/103	36,90	0,49	20,92	0,87	33,69	0,33
2	10/104	37,38	0,34	20,91	0,75	33,30	0,85
3	13690/2450	37,86	0,21	21,03	0,04	34,85	0,76
4	12341/806	37,26	0,20	20,54	13,71	23,99	0,07
5	289	35,65	0,19	18,06	3,16	36,63	0,42
6	288	37,75	0,10	22,71	1,78	34,76	0,45
7	66/11090	38,83	0,12	19,35	0,31	36,74	0,70
8	10000/56	38,74	0,15	19,51	0,79	34,15	1,05
9	10000/50	38,37	0,09	20,02	0,07	35,16	0,72
10	12500/290	38,22	0,05	21,67	0,12	29,38	3,25
11	14965/407	36,80	0,63	20,58	1,02	33,38	2,52
12	14191/555	39,00	0,35	21,43	0,45	29,08	2,10
13	6/23	37,23	0,07	19,04	2,89	33,10	0,24
14	1388/6	38,42	0,08	20,75	1,09	31,66	0,36
15	10695	38,40	0,08	19,60	0,10	34,10	0,30
16	45/120	37,23	0,07	21,73	1,85	32,40	0,18
17	12436/673	45,78	0,15	17,92	0,21	29,66	1,04
18	12530/1	36,2	0,10	20,54	0,42	36,51	0,52
19	12530/2175	37,50	0,00	19,76	0,78	37,40	0,23
20	170	38,65	0,11	21,20	0,79	26,50	0,51
21	1638/7740	38,13	0,01	19,90	0,05	31,22	4,42
22	1667/4401	38,52	0,02	19,47	0,02	31,61	3,67
23	1643/7687	38,77	0,02	21,19	0,16	18,10	11,54
24	1673/7749	37,50	0,02	20,54	0,30	32,33	3,35
25	1093/7617	37,88	0,04	20,09	0,04	33,91	1,96
26	270/68	37,63	0,55	20,58	0,43	32,83	0,90
27	22/1050	39,34	—	19,92	2,65	31,59	0,30
28	11509/239	37,01	0,21	20,42	0,12	34,95	2,19
29	5903/301	42,22	0,07	19,76	11,0	18,32	2,5
30	12803/233	42,32	0,22	20,37	0,05	27,33	1,96
31	12803/94	38,26	0,18	18,60	2,30	26,93	6,39
32	C—380	38,28	0,10	20,34	0,05	33,40	2,41
33	11967/163	37,44	0,07	20,54	7,14	27,09	1,15
34	12973/397	38,55	0,054	19,77	1,00	31,75	0,80
35	12973/386	39,38	0,07	21,05	7,14	24,25	0,22
36	20/219	36,46	0,39	20,50	2,39	35,20	0,33
37	B—2	37,77	0,19	19,42	2,27	34,94	0,17
38	467/168	37,27	0,29	19,87	1,36	33,19	1,27
39	29/1050	40,10	—	20,70	3,65	30,52	0,27
40	6/18	37,98	0,35	20,27	2,18	32,6	0,99

102. Гранат из гнейса; Би_{49,7} + Пл + Сил + Гр_{79,8} + Кор + Шп_{76,5}; Призовье, Драгунский участок (Горошников, 1971).

Фациальная принадлежность анализированных пород (анализы): зеленосланцевая фация (1.3) — 1—3; ставролитовая субфация (2.1) — 4—10; силлиманит-мусковитовая субфация (2.2) — 11—13; амфиболитовая фация (3.1) — 14, 22, 23, 26, 32—35, 79, 80, 85, 88, 90—93; промежуточная субфация, (3.1a) — 28—30, 36, 37, 57, 82; гранулитовая фация (4.1) — 15—21, 24, 25, 27, 31, 38—56, 58, 60—77, 81, 83, 84, 86, 87, 94—102.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{гигр}	П. п. п.	Сумма	ρ, г/см ³	n _D Гр
2,35	4,46	—	—	—	—	100,01	4,13	1,810
2,85	3,85	—	—	—	—	100,23	4,09	1,810
0,94	3,93	0,12	0,14	0,14	0,32	100,34	3,80	—
2,51	0,61	0,15	0,10	—	0,20	99,34	4,00	1,814
2,89	0,90	0,25	0,31	0,32	1,80	100,58	4,16	—
1,34	0,90	—	—	0,24	0,10	100,13	4,20	—
1,16	1,26	0,55	0,30	0,12	0,52	100,02	—	1,830
1,21	2,52	0,60	0,35	0,04	0,88	100,12	—	1,818
1,32	3,36	0,35	0,15	0,04	0,47	100,07	—	1,816
3,78	2,74	0,14	0,14	0,10	0,28	99,87	3,87	—
2,17	2,82	0,12	0,16	—	0,12	100,34	4,01	—
4,54	2,94	0,20	0,13	—	—	100,41	4,29	—
4,57	1,56	0,08	—	0,08	0,05	99,96	—	1,802
5,39	2,24	0,02	0,07	0,02	0,09	100,19	—	1,796
5,20	1,30	0,08	0,27	0,09	0,71	100,35	—	1,795
5,00	1,80	0,16	0,04	—	—	100,46	—	—
1,61	3,43	0,08	0,10	0,08	0,10	100,16	—	—
1,06	3,86	—	—	—	—	99,21	—	1,813
2,08	1,47	0,08	0,08	0,16	0,15	99,76	4,30	1,812
9,33	2,01	0,21	0,02	0,07	0,74	100,24	4,07	1,786
5,08	0,28	0,14	0,12	—	1,01	100,38	—	—
4,89	0,10	0,11	0,11	0,24	0,96	99,72	—	—
8,02	0,70	0,11	0,08	—	0,99	99,68	—	—
5,03	0,05	0,08	0,07	—	1,01	100,48	—	—
4,16	0,02	0,11	0,15	0,16	1,11	99,63	—	—
5,15	1,54	0,22	0,10	0,02	0,30	100,25	—	—
3,45	0,93	0,34	0,20	0,22	0,39	99,47	—	—
1,60	2,80	0,06	0,08	—	0,35	99,79	4,105	1,811
2,74	3,27	—	—	—	0,31	100,19	3,91	1,801
2,20	4,51	—	0,20	0,06	0,61	99,87	3,84	—
3,01	1,12	—	—	—	—	96,79	—	1,803
3,35	1,33	0,15	0,10	0,04	0,32	100,10	4,185	1,806
3,02	2,24	—	—	—	0,46	99,15	—	1,809
4,41	3,30	0,21	0,19	0,17	0,26	100,46	4,054	—
5,43	1,63	0,20	0,10	—	0,74	100,2	3,85	1,778
2,62	2,35	—	—	—	—	100,24	4,15	1,812
1,71	2,00	0,12	0,15	—	1,74	100,48	—	—
3,00	3,58	0,08	0,04	0,12	0,11	100,18	4,22	—
2,67	0,78	0,75	0,45	0,24	0,40	100,65	—	—
3,83	0,78	0,15	0,06	0,14	0,14	100,26	—	1,807

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
41	1614/3	37,46	0,16	20,38	1,60	35,10	0,66
42	770	37,25	0,24	21,41	1,51	31,10	0,38
43	655/5	38,40	—	21,08	0,94	29,83	1,39
44	777/1	37,72	—	21,35	0,60	29,70	1,11
45	134/75	36,69	0,01	21,90	0,28	30,63	1,13
46	C—368	38,36	0,18	21,37	0,84	29,81	0,11

Примечание. Кроме того, установлено в анализах: 7 — Cr₂O₃ — 0,036; CoO — 0,023; 8 — NiO — 0,013; 15 — P₂O₅ — 0,11; S_{общ} — 0,01; 19 — C — 0,07; 27 — P₂O₅ — 0,14; 30 — P₂O₅ — 0,04; 32 — P₂O₅ — 0,23; 39 — P₂O₅ —

- Гранат из парасланца; Би_{60,7} + Гр_{89,2} + Кв + Хл; Конкский район, Веселянский участок, скв. 10, гл. 399,7 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.
- Гранат из парасланца; Гр_{88,9} + Би₅₃ + Хл + Кв; Конкский район, Веселянский участок, скв. 10, гл. 411 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.
- Гранат из сланца; Кв + Хл_{74,6} + Гр_{95,3} + Би_{77,2} + Кум_{77,2} + Мт; Криворожье, рудник им. Карла Либкнехта, скв. 13 690, гл. 2450 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина.
- Гранат из сланца; Би + Гр + Кум + Кв + Хл + Гип; Криворожье, Лихмановская синклинали, скв. 12 341, гл. 806 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик И. В. Малютина.
- Гранат из сланца; Гр + Кум; Криворожье (Соболев, 1964).
- Гранат из сланца; Гр + Кум; Криворожье (Соболев, 1964).
- Гранат из сланца; Гр + Би + Амф; Криворожье, рудник Ингулец, скв. 11 090, гл. 1294 м (Ярошук, Оноприенко, 1975).
- Гранат из сланца; Гр + Би + Амф, Мт; Криворожье, Саксаганский район, скв. 10 000, гл. 56 м (Ярошук, Оноприенко, 1975).
- Гранат из сланца; Гр + Би + Амф, Мт; Криворожье, Саксаганский район, скв. 10 000, гл. 50 м (Ярошук, Оноприенко, 1975).
- Гранат из сланца; Кв + Би_{43,8} + Гр_{81,5} + Кум; Западно-Ингулецкая полоса, Петровский участок, скв. 12 500, гл. 290 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина.
- Гранат из сланца; Кв + Пл₂₅ + Гр_{89,7} + Кум_{59,7} + Би_{61,8} + Ка; Западно-Ингулецкая полоса, Артемовский участок, скв. 14 965, гл. 407 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина.
- Гранат из гнейса; Кв + Пл₄₅ + Би_{45,3} + Кум_{45,1} + Гр_{78,5} + Мт; Западно-Ингулецкая полоса, Артемовский участок, скв. 14 191, гл. 555 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина.
- Гранат из скарна; Кв + Гр + Би; Правобережный район, бассейн р. Рось (Настенко, 1968).
- Гранат из скарна; Гр + Би; Правобережный район, бассейн р. Рось. Коллекция Т. А. Скаржинской.
- Гранат из сланца; Кв + Би + Гр; Криворожско-Кременчугская зона (Карпенко и др., 1971).
- Гранат из сланца; Би + Гр; Орехово-Павлоградская зона, северная часть, скв. 120, гл. 149 м. Коллекция Е. Б. Глевасского, Г. В. Жукова, 1972 г.
- Гранат из сланца; Кв + Би_{61,4} + Гр_{91,2} ± Рог; Криворожье, рудник им. Фрунзе, скв. 12 436, гл. 673 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина.
- Гранат из сланца; Гр_{95,2} + Би_{74,2}; Криворожье, рудник им. В. И. Ленина, скв. 12 830. Аналитик И. В. Малютина. (Белевцев, 1975).
- Гранат из сланца; Гр_{91,5} + Би_{64,3} + Кв + Грф ± Му; Криворожье, рудник им. В. И. Ленина, скв. 12 530, гл. 2175 м. Аналитик Р. Л. Левина. (Белевцев, 1975).
- Гранат из гранулита; Кв + Пл₃₇ + Би₅₇ + Гр; Среднее Побужье, с. Хашеватов (Щербаков, 1975).
- Гранат из плагиогнейса; Гр + Би + Пл + Кв; Нижнее Побужье, правый берег Гнилого Тикича, с. Колодистое, скв. 4410, гл. 96 м. (Щербаков, 1975).
- Гранат из гнейса; Би_{51,1} + Гр_{78,2} + Пл + Кв; Нижнее Побужье, правый берег Гнилого Тикича, скв. 4401, гл. 72 м (Щербаков, 1975).
- Гранат из плагиогнейса; Гр_{37,4} + Би_{27,2} + Пл + Кв + Грф; Среднее Побужье, р. Синюха, скв. 7687 (Щербаков, 1975).
- Гранат из плагиогнейса; Гр_{78,6} + Би_{50,2} + Пл + Кв + Грф; Побужье, с. Кривые Колена, скв. 7749 (Щербаков, 1975).

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{гигр}	П. п. п.	Сумма	ρ, г/см ³	η _{Гр}
2,70	1,76	0,06	0,06	0,08	—	100,44	—	—
6,33	1,40	0,06	0,01	0,10	0,62	100,41	4,13	1,800
6,31	1,73	0,25	0,11	0,04	0,11	100,25	4,05	—
6,93	2,01	0,20	0,22	0,04	0,11	100,08	4,07	—
6,87	1,41	0,40	0,10	—	0,36	99,78	—	—
7,79	0,91	0,20	0,08	0,06	0,28	100,19	4,087	1,793

Cr₂O₃ — 0,036; CoO — 0,08; 9 — Cr₂O₃ — 0,036; CoO — 0,011; 11 — P₂O₅ — 0,02; 12 — P₂O₅ — 0,19; 13 — P₂O₅ — 0,14; 0,12; 40 — P₂O₅ — 0,14; 43 — P₂O₅ — 0,06; 44 — P₂O₅ — 0,06; 46 — P₂O₅ — 0,17; F — 0,03.

25. Гранат из плагиогнейса; Гр_{81,9} + Би_{58,5} + Пл + Кв + Мт; Нижнее Побужье, р. Гнилой Тихич, скв. 7617, гл. 46 м (Щербаков, 1975).
26. Гранат из гнейса; Би_{60,5} + Гр_{78,5} + Пл + Кв; Западное Приазовье, р. Конка. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Л. М. Гождзинская.
27. Гранат из гнейса; Гр_{84,6} + Би_{51,4} + Пл₃₀ + Кв + Грф; Правобережный район, р. Ростовица, с. Ягнятин (Настенко, 1968).
28. Гранат из сланца; Гр_{92,5} + Би₆₆ + Кв; Западно-Ингулецкая полоса, Родионовский профиль, скв. 11 509, гл. 239—242 м. Аналитик Б. В. Мирская (Белевцев, 1975).
29. Гранат из сланца; Гр_{85,4} + Би_{53,5} + Пл₄₃ + Хл; Криворожье, рудник им. XX партсъезда, скв. 5903, гл. 301 м. Аналитик И. В. Малютина (Белевцев, 1975).
30. Гранат из сланца; Гр_{87,3} + Би_{44,5} + Пл₄₀ + Кв; Западно-Ингулецкая полоса, Родионовский профиль, скв. 12 803, гл. 233 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина.
31. Гранат из гнейса; Гр_{84,8} + Би_{45,3} + Пл + Кв; Западно-Ингулецкая полоса, Родионовский профиль, скв. 12 803, гл. 94 м. Аналитик Р. Л. Левина (Белевцев, 1975).
32. Гранат из гнейса; Гр + Би + Кв + Пл; Западное Приазовье, урочище Куксунгур. Аналитик А. А. Стеценко (Глевасский, Есипчук, 1971).
33. Гранат из метасоматита; Гр_{85,8} + Би_{67,5} + Кв, Хл, Мт, Пл; Правобережный район, Овнянский участок, скв. 11 967, гл. 163 м. Аналитик И. В. Малютина (Белевцев, 1975).
34. Гранат из биотит-гранатовой породы; Би₆₉ + Гр_{79,2} + Кв; Западно-Ингулецкая полоса, Ореховский участок, скв. 12 973, гл. 397 м. Аналитик Р. Л. Левина (Белевцев, 1975).
35. Гранат из биотит-гранатовой породы; Би_{52,2} + Гр_{75,8} + Гип_{74,2} + Кв, Кум, Мт; Западно-Ингулецкая полоса, Ореховский участок, скв. 12 973, гл. 386 м. Аналитик И. В. Малютина (Белевцев, 1975).
36. Гранат из парасланца; Би_{38,2} + Гр_{88,9} + Кв + Пл; Конкский район, Веселянский участок, скв. 20, гл. 216 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.
37. Гранат из гнейса; Гр + Би + Грф; Западно-Ингулецкая полоса, Ореховский участок. Коллекция В. М. Вербицкого.
38. Гранат из сланца; Кв + Би₅₃ + Гр_{86,5} + Ант_{52,6}; Центральное Приазовье, б. Крутая, скв. 467, гл. 168 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Л. Д. Смирнова.
39. Гранат из гнейса; Гр_{87,7} + Би_{54,5} + Сил; Правобережный район, р. Ростовица, с. Ягнятин (Настенко, 1968).
40. Гранат из сланца; Гр_{83,5} + Гип_{58,7}; Правобережный район, бассейн р. Рось. Коллекция Е. Б. Глевасского, Г. В. Жукова.
41. Гранат из сланца; Гр + Пл + Кв; Правобережный район, бассейн р. Рось. Коллекция Е. Б. Глевасского, Г. В. Жукова.
42. Гранат из гиперстенового гранатита; Гип_{51,4} + Гр_{74,2} + Пл; Среднее Побужье, р. Ятрань, с. Табунов (Щербаков, 1975).
43. Гранат из гнейса; Гр + Гип; Побужье, б. Корабельная, с. Остаповка (Кононов, 1970).
44. Гранат из метасоматита; Гр + Пи; Нижнее Побужье, с. Каменный мост (Кононов, 1970).
45. Гранат из сланца; Би_{42,9} + Гр_{71,6} + Гип + Пл_{49,4}; Нижнее Побужье, р. Гнилой Еланец. Коллекция Т. Г. Щербаковой.
46. Гранат из сланца; Гр_{68,7} + Жед₃₉ + Гип_{41,6} + Мт, Шп; Приазовье, Корсак-Могила. Аналитик Л. А. Стеценко (Глевасский и др., 1971).

Фациальная принадлежность анализированных образцов: зеленосланцевая фация (1.3)—1—3,8, 9, 17—19, 36; эпидот-амфиболитовая фация (2.1)—4,28—31,38; амфиболитовая фация (3.1)—10—12, 15, 21—27, 32—35,3, 37, 39, 46; промежуточная субфация (3.1a)—13, 14, 40, 41; гранулитовая фация (4.1)—16,20, 42—45.

ТАБЛИЦА 3

Гранаты метабазитов (группа III)

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	—	40,50	0,02	19,00	1,08	34,20	0,70
2	12021/139	41,35	—	18,93	0,79	28,77	1,68
3	9254/572—1	37,47	0,05	21,64	0,62	17,28	12,04
4	9254/572—3	38,36	0,20	20,42	1,26	17,55	9,06
5	Д—41/7	40,20	0,07	19,85	3,85	25,90	0,42
6	1370/1	37,87	1,01	20,41	0,57	27,36	2,61
7	29	38,68	0,06	21,18	1,64	23,65	0,97
8	95	38,04	0,15	21,20	1,54	27,01	0,94
9	46	36,86	0,20	19,03	0,98	28,71	1,25
10	133/47	38,27	0,15	18,50	2,03	30,24	1,16
11	365	38,31	0,15	20,54	0,40	25,55	1,40
12	48/29	38,62	0,10	19,52	2,03	26,37	0,94
13	85/30	37,78	0,15	21,01	0,37	26,29	0,77
14	119/39	37,92	0,15	21,36	0,17	26,29	0,70
15	177	37,77	0,10	21,27	1,22	27,36	1,50

Примечание. Кроме того, установлено в анализах: 2 — С — 0,02; 3 — P₂O₅ — 0,26; 4 — P₂O₅ — 0,04;

1. Гранат из биотитизированного и окварцованного аподиабазового амфиболита: Би + Гр + Кв + Амф; Белозерский район (Скаржинская, 1975).
2. Гранат из плагиогнейса; Кв + Пл₅₀ + Би_{54,5} + Ро_{60,6} + Гр₈₇; Криворожье, Анновская полоса, скв. 12 021, гл. 139 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1970 г.
3. Гранат из богатого MnO гнейса; Кв + Пл₂₇ + КПШ + Гр + Пи + Би + Грф + (Сф + Ап); Криворожье, Анновская полоса, скв. 9254, гл. 572 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
4. Гранат из богатой MnO эклотипоподобной породы; Гр_{75,4} + Сал_{38,5} + Грф + Пл₃₇₋₄₅ + КПШ + (Тур + Би); Криворожье, Анновская полоса, скв. 9254, гл. 572 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1973 г.
5. Гранат из сланца; Гип + Сал + Амф + Гр; Мариупольское железорудное месторождение (Железисто-кремнистая формация ..., 1974).
6. Гранат из сланца; Гр₆₁ + Ро₄₀ + Пл + Сал_{49,8} + Гип_{62,8}; Западное Приазовье, р. Кайинкулак. Коллекция К. Е. Есипчука, аналитик Л. А. Степенко.
7. Гранат из метагаббро; Гр_{65,7} + Ро₄₀ + Пи_{25,6} + Гип₄₃ + Пл₅₅; р. Юж. Буг, с. Хощеватое (Щербаков, 1975).

ТАБЛИЦА 4

Гранаты железистых пород бедных СаО (группа IV)

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	1250	35,66	0,32	19,41	2,20	35,92	0,70
2	395/2210	36,33	0,86	19,20	2,39	35,31	0,61
3	398/2731	36,50	0,25	20,49	0,66	36,38	0,66
4	398/2728	37,32	0,15	21,08	0,16	33,81	2,50
5	20/2	36,37	0,24	21,16	2,12	31,27	0,28
6	605/3	37,09	0,31	21,06	0,04	37,73	0,15
7	462	37,28	0,06	19,45	3,12	27,56	3,74

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{Гигр}	П. п. п.	Сумма	ρ, г/см ³	n _{Гр}
2,06	2,48	—	—	—	—	100,04	—	1,802
2,46	5,18	0,06	0,08	0,16	0,72	100,20	4,132	1,801
3,29	6,34	0,22	0,08	0,96	0,22	100,21	4,18	—
3,05	9,06	0,04	0,20	0,08	0,82	100,14	3,86	1,773
2,03	6,15	0,24	0,48	0,1	—	99,38	—	1,803
2,78	6,64	0,16	0,12	0,04	0,4	100,30	4,028	1,797
7,39	6,46	0,11	0,09	—	0,03	100,26	3,995	1,777
3,34	7,40	0,12	0,10	—	0,05	99,97	4,00	1,778
3,65	7,67	0,06	0,05	—	2,05	100,54	4,019	1,791
3,00	6,09	0,26	0,06	—	0,27	100,06	—	1,782
5,15	6,74	0,11	0,06	0,04	1,78	100,23	—	1,787
6,21	6,10	0,14	0,04	—	0,31	100,38	—	1,775
6,61	6,86	0,24	0,08	0,02	0,73	100,91	—	1,779
5,93	6,72	0,15	0,18	0,02	0,78	100,23	—	1,783
3,70	7,01	Следы	0,18	—	0,35	100,46	—	—

5 — CO₂ — 0,07; Cг₂O₃ — следы; P₂O₅ — 0,02; 6 — P₂O₅ — 0,29; 8 — P₂O₅ — 0,08; 9 — P₂O₅ — 0,03; 10 — P₂O₅ — 0,03.

- Гранат из метагаббро; Гр_{82,64} + Гип₅₂ + Ди_{37,29} + Пл + Би + Кв + Руд + КПШ; р. Юж. Буг, г. Гайворон (Щербаков, 1975).
- Гранат из хлоритизированной основной породы; Гр + Гип + Ди + Рог + Пл + Би + Кв + Руд; р. Юж. Буг (Щербаков, 1975).
- Гранат из эклогитизированной основной породы; Гр_{85,8} + Гип₆₃ + Пи_{52,3} + Рог_{61,6} + Пл₄₂ (Би) + Руд + Кв; р. Юж. Буг, с. Красенькое (Щербаков, 1975).
- Гранат из метаэффузива; Гр_{73,98} + Гип_{43,69} + Ди + Рог + Пл + Руд; р. Юж. Буг, пгт Сальково (Щербаков, 1975).
- Гранат из метагаббро; Гр_{71,81} + Гип_{49,28} + Ди_{35,67} + Рог_{50,18} + Пл + Руд; р. Юж. Буг, г. Гайворон (Щербаков, 1975).
- Гранат из метагаббро; Гр_{69,35} + Гип_{46,96} + Ди_{32,64} + Рог + Би + Пл + (Руд); р. Юж. Буг, с. Буговое (Щербаков, 1975).
- Гранат из метагаббро; Гр_{71,46} + Гип_{42,55} + Ди_{31,66} + Рог + Би + Пл + Кв + Руд; р. Юж. Буг, с. Завалье (Щербаков, 1975).
- Гранат из амфиболита; Гр_{81,15} + Гип_{2,45} + Пи_{37,05} + Рог_{51,41}; Орехово-Павлоградская зона, северная часть, скв. 131, гл. 107 м. Коллекция Е. Б. Глевасского.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{Гигр}	П.п.п.	Сумма	ρ, г/см ³	n _{Гр}
1,18	4,39	—	—	—	—	99,78	4,14—4,19	1,816
1,18	4,22	0,24	—	—	0,08	100,32	4,14	1,812
1,11	3,50	0,40	—	—	0,47	100,42	4,05	1,810
1,65	3,04	0,38	—	—	0,12	100,21	4,04	1,810
2,79	5,11	—	—	—	—	99,64	—	—
1,20	2,17	0,12	0,10	0,08	0,17	100,22	4,18	—
3,07	2,28	0,25	—	0,14	2,41	99,57	—	—

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
8	466	36,64	0,14	16,01	4,36	29,87	4,64
9	—	35,74	0,06	19,13	2,02	36,90	0,66
10	12404/595	36,16	0,18	20,15	12,14	26,96	0,17
11	9254/660	36,32	Следы	19,55	1,94	35,10	0,35
12	12511/195	37,15	0,01	21,35	0,48	35,42	0,56
13	10272/155a	35,98	0,20	20,26	1,34	36,00	1,43
14	11565/127	38,39	0,02	20,15	0,15	33,66	2,39
15	6/18	37,98	0,35	20,27	2,18	32,60	0,99
16	1614/3	37,46	0,16	20,38	1,60	35,10	0,66
17	14555/109	35,34	—	25,26	2,87	28,22	2,24
18	14555/264	36,58	0,20	21,20	1,20	26,78	5,01
19	18251/11	37,03	0,07	21,15	0,63	30,74	3,28

Примечание. Кроме того, установлено в анализах: 7 — SO₃ — 0,17; P₂O₅ — 0,04; 8 — SO₃ — 0,41; 12 — 0,02.

1. Гранат из гронеритового кварцита; Би_{84,94} + Gr_{94,62} + Грн + Мт + Кв; Белозерский район, Западный участок, скв. 185, гл. 350,7 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.
2. Гранат из железистой породы; Gr + Грн + Мт; Белозерский район, Западный участок, скв. 395/2210, гл. 374 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.
3. Гранат из железистой породы; Gr_{95,02} + Би_{67,63} + Грн + Мт; Белозерский район, Западный участок, скв. 398/2731, гл. 305 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.
4. Гранат из железистой породы; Gr_{92,01} + Би_{75,04} + Грн + Мт; Белозерский район, Западный участок, скв. 398/2728, гл. 296 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.
5. Гранат из железистой породы; Gr_{87,06} + Би_{78,79} + Грн_{83,77}; Конкский район, Веселянский участок. Коллекция Н. Г. Коваленко.
6. Гранат из сланца; Хл_{69,6} + Gr_{94,6} + Кум_{71,88} + Мт + Би; Криворожье, рудник им. Ильича, участок Гданцевка, скв. 14 736, гл. 373—378 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
7. Гранат из магнетит-амфибол-гранатовой породы; Gr + Мт + Амф; Западно-Ингулецкая полоса, села Родионовка — Марьяновка, скв. 462, гл. 53—66 м (Мельник и др., 1963).
8. Гранат из магнетит-гранат-кварцевой породы; Gr + Мт + Кв; Западно-Ингулецкая полоса, села Родионовка — Марьяновка, скв. 466, гл. 55—56 м (Мельник и др., 1963).
9. Гранат из роговика; Кум + Gr + Кв + Мт; Криворожско-Кременчугская зона, Попельнастовский участок (Мельник и др., 1963).
10. Гранат из сланца; Кум_{85,2} + Gr_{95,5} + Би + Амф; Криворожско-Кременчугская зона, Желтореченский участок, скв. 12 404, гл. 895 м. Аналитик И. В. Малютина (Белевцев, 1975).

ТАБЛИЦА 5

Гранаты железистых пород богатых СаО (группа V)

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	291	39,66	0,26	20,14	0,56	30,09	1,25
2	185/2894	37,58	0,25	21,02	0,29	30,83	0,96
3	395—2216	36,56	0,27	21,11	0,12	34,91	0,60
4	193	36,66	0,25	18,00	1,77	31,60	2,84
5	182/2370	36,70	0,23	20,55	1,03	34,10	0,69
6	185/2896	35,89	0,87	18,51	2,85	34,96	0,18
7	185/2899	36,02	0,43	19,04	2,57	34,90	0,27

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{гигр}	П. п. п.	Сумма	ρ, г/см ³	n _{Гр}
2,35	3,83	0,20		0,08	1,56	100,09	—	—
2,46	1,40	0,11	0,07	0,08	0,91	99,54	—	—
1,00	3,27	—	—	—	0,40	100,43	4,18	1,812
1,41	4,06	0,05	0,12	0,18	0,57	99,65	4,17	1,811
1,33	3,50	0,11	0,11	0,12	0,12	100,45	4,30	—
1,64	2,38	0,30	0,12	0,02	0,43	100,14	4,16	—
2,78	1,24	0,12	0,09	0,04	1,33	100,36	4,13	1,809
3,83	0,78	0,15	0,06	0,14	0,75	100,30	—	—
2,70	1,76	0,06	0,06	0,23	0,08	100,48	—	—
2,58	3,00	0,10	0,10	0,08	0,69	100,48	—	—
2,00	6,36	0,12	0,10	0,10	0,73	100,40	—	—
3,72	2,89	0,60	0,10	—	0,13	100,34	—	—

P₂O₅ — 0,19; 13 — P₂O₅ — 0,04; 15 — SO₃ — 0,08; P₂O₅ — 0,14; 16 — P₂O₅ — 0,03; 17 — P₂O₅ — следы; 18 — P₂O₅ —

11. Гранат из кварцита; Би + Гр + Кум + Кв; Криворожье, Анновская полоса, скв. 9254, гл. 660 м. Аналитик Р. Л. Левина (Белевцев, 1975).
12. Гранат из таконита; Гр_{93.8} + Гип_{77.9} + Кум_{75.92} + Кв + Мт; Западно-Ингулецкая полоса, Петровский участок, скв. 12 511, гл. 195 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
13. Гранат из таконита; Кв + Мт + Кум_{67.3} + Гип_{74.2} + Гр_{95.62}; Криворожско-Кременчугская полоса, Желтянский участок, скв. 10 272, гл. 155 м. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1975 г.
14. Гранат из железистого кварцита (итабирита); Кв + Мт + Гр_{87.2} + Кум₆₁ + Гип₆₅; Западно-Ингулецкая полоса, Березневатский участок, скв. 11 565, гл. 127 м. Аналитик Р. Л. Левина (Белевцев, 1975).
15. Гранат из сланца; Кв + Гр + Пи; Володарский район, бассейн р. Рось. Коллекция М. А. Ярошук.
16. Гранат из сланца; Кв + Гр + Пи; Володарский район, бассейн р. Рось. Коллекция М. Я. Ярошук.
17. Гранат из скарноида; Гр_{87.3} + Гип_{73.4} + Кв + Мт; Среднее Побужье, Завальевское месторождение, скв. 14 555, гл. 109 м (Бухарев и др., 1976).
18. Гранат из скарноида; Гр_{86.7} + Гип_{79.9} + Мт + Кв; Среднее Побужье, Завальевское месторождение, скв. 14 555, гл. 234 м (Бухарев и др., 1976).
19. Гранат из кварцита; Гр + Пи + Мт; Среднее Побужье (Яковлев, 1976).

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{гигр}	П. п. п.	Сумма	ρ, г/см ³	n _{Гр}
2,77	4,34	—	—	0,21	0,83	100,11	—	—
2,05	6,52	0,10	—	—	0,12	99,72	4,06	1,806
1,66	3,86	0,29	—	—	0,16	99,54	4,13	1,812
1,33	5,74	0,26	0,05	0,06	1,66	100,50	—	1,792—
1,27	4,84	0,34	—	—	0,29	100,04	4,06	1,794
1,26	5,04	0,36	—	—	0,21	100,13	4,17	1,810
1,22	5,22	0,27	—	—	0,18	100,12	4,19	1,815

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
8	286	36,78	0,28	18,34	2,32	35,20	1,27
9	398/2754	36,75	0,19	19,31	2,41	34,49	1,71
10	398/2752	36,00	0,29	19,05	2,49	35,15	1,66
11	13/78	37,60	0,09	20,91	0,61	30,02	0,57
12	1336	37,16	0,04	16,47	4,63	30,23	1,42
13	102/99	37,39	0,44	21,02	6,96	24,00	0,10
14	11565/120	38,06	Следы	20,33	0,15	29,63	1,06
15	460/46	37,72	0,02	20,15	0,20	31,32	0,32
16	227/386	37,19	0,04	20,15	1,78	30,75	0,98
17	120/108,2	36,60	0,11	20,93	1,10	33,84	0,15
18	18500/3	36,96	0,04	20,21	1,76	23,66	7,68
19	18500/15	37,42	0,32	20,67	0,81	26,06	5,50
20	779/2	36,78	0,05	21,66	1,10	25,25	4,72
21	18254/51	39,70	0,02	20,66	1,80	27,36	2,33
22	18252/45	38,80	0,04	20,65	5,17	27,76	1,40
23	18500/8	38,64	0,02	19,40	2,49	27,01	3,34
24	825	38,17	0,13	21,72	0,27	30,13	3,63
25	1953/5	37,30	0,05	21,77	1,57	25,54	4,55
26	18262/3	37,04	0,03	20,53	0,50	31,46	1,83
27	827	38,05	0,10	21,35	0,27	30,13	3,86
28	825a	37,92	0,09	22,05	0,46	26,54	5,34
29	18500/27	37,79	0,02	19,10	4,04	23,17	5,32
30	18262/15	37,24	0,19	20,86	1,64	27,96	1,64
31	18500/15	37,42	0,32	20,67	0,81	26,06	5,50
32	18500/3	36,69	0,04	20,21	1,76	23,66	7,68
33	18500/7	37,15	0,05	20,61	2,00	22,26	7,48
34	17502/229	36,90	0,05	21,75	2,26	19,47	1,54
35	18259/6	38,00	0,72	22,50	0,60	21,84	1,74

Примечание. Кроме того, установлено в анализах: 4 — P₂O₅ — 0,28; 12 — P₂O₅ — 0,09; 13 — P₂O₅ —

1. Гранат из кристаллического сланца; Кв + Gr_{86,2} + Тюр + Би + Рог + Мт + Эп; г. Кривой Рог (Петрография..., 1956).
2. Гранат из железистой породы; Мт + Gr_{89,5} + Рог_{78,6} + Би_{69,9} + Грн; Конкско-Белозерская зона, скв. 185/2894, гл. 422,6 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.
3. Гранат из железистой породы; Gr_{92,2} + Мт + Grн_{73,4} + Рог_{72,6}; Конкско-Белозерская зона, скв. 395/2216, гл. 361 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.
4. Гранат из роговика; Gr_{93,3} + Мт + Карб + Кв + Рог_{83,5}; с. Чертомлык, скв. 22 004, гл. 181,3 м. Коллекция В. Л. Бойко, аналитик Е. В. Романишина.
5. Гранат из железистой породы; Gr₉₄ + Мт + Рог_{71,3} + Grн_{71,9} + Мп (?); Конкско-Белозерская зона, скв. 182/2370, гл. 401 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.
6. Гранат из железистой породы; Gr_{94,4} + Би_{69,5} + Мт + Грн + Рог_{77,5}; Конкско-Белозерская зона, скв. 185/2896, гл. 432,6 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.
7. Гранат из железистой породы; Мт + Gr_{94,5} + Рог + Grн_{80,8}; Конкско-Белозерская зона, скв. 185/2899, гл. 443 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.
8. Гранат из кристаллического сланца; Грн + Gr_{95,3} + Кв + Мт + Рог + Би + Хл; г. Кривой Рог (Петрография..., 1956).
9. Гранат из железистой породы; Gr_{95,3} + Би_{73,6} + Рог + Мт + Грн; Конкско-Белозерская зона, скв. 398/2754, гл. 429 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.
10. Гранат из железистой породы; Gr_{95,4} + Рог + Мт + Би + Grн_{75,7}; Конкско-Белозерская зона, скв. 398/2752, гл. 420 м. Коллекция Н. Г. Коваленко.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{гигр}	П. п. п.	Сумма	ρ, г/см ³	η _{Гр}
0,97	4,76	0,24	—	—	—	100,16	—	—
1,02	3,71	0,18	—	—	—	99,77	4,19	1,815
1,01	4,27	0,35	—	—	0,23	100,50	4,10	1,812
2,83	7,35	0,22	0,07	0,08	0,02	100,37	4,102	1,802
2,68	6,60	0,12	0,30	—	0,73	100,47	—	1,803
1,45	8,90	0,10	0,42	—	—	100,78	4,16	1,815
2,50	7,74	0,20	0,08	0,10	0,64	100,49	4,00	1,799
2,25	7,64	0,32	0,08	0,05	0,31	100,38	4,09	1,802
1,28	6,70	0,10	0,11	0,08	1,02	100,18	3,935	1,804
1,05	6,55	0,08	0,04	He опр.	He опр.	100,45	—	—
4,44	4,38	0,24	He опр.	0,28	He опр.	99,65	—	—
4,18	4,84	0,05	He опр.	0,18	0,09	100,12	—	—
2,24	8,26	He обн.	0,10	He обн.	0,21	100,39	4,223	1,790
2,43	5,46	0,11	0,11	0,06	0,26	100,30	—	—
2,62	3,74	0,08	0,06	—	—	100,32	—	—
2,03	6,61	0,12	0,06	0,38	—	100,10	—	—
1,99	3,62	0,30	0,18	0,18	0,05	100,45	3,982	—
1,76	7,14	0,04	0,18	0,12	0,18	100,24	4,014	1,790
1,79	5,77	0,05	—	0,38	0,36	99,74	—	—
1,43	4,29	0,40	0,16	0,10	0,18	100,39	4,12	1,792
0,95	6,00	0,40	0,18	0,18	0,08	100,22	4,081	—
0,33	9,23	0,16	0,06	1,10	—	100,23	—	—
3,71	6,46	0,05	He опр.	0,26	0,51	100,35	—	—
4,18	4,84	0,05	He опр.	0,18	0,09	99,83	—	—
4,44	4,38	0,23	He опр.	0,28	He опр.	99,64	—	—
4,71	4,38	0,05	—	0,26	0,32	99,23	—	—
6,84	7,55	0,18	0,23	0,12	0,22	99,81	—	—
8,26	6,95	0,05	—	0,22	0,20	100,38	—	—

следы: 20 — P₂O₅ — 0,02; 24 — P₂O₅ — 0,08; 25 — P₂O₅ — 0,04; 27 — P₂O₅ — 0,07; 28 — P₂O₅ — 0,03.

- Гранат из гранат-двупироксен-магнетитовой породы с фаялитом; Фа₉₅ + Гр_{85,9} + РП_{67,3} + Мп_{53,6} + Мт + Кв; Мариупольское железорудное месторождение, Демьяновский участок, скв. 13, гл. 78 м. Аналитик Б. В. Мирская (Кравченко, Хмарук, 1966).
- Гранат из кристаллического сланца; Фа_{95,5} + РП_{88,9} + МП_{82,1} + Гр_{87,9} + Кв; Мариупольское железорудное месторождение. Аналитик Л. А. Услонцева (Глевасский и др., 1971).
- Гранат из эулизита; РП_{86,2} + Фа_{95,1} + Гр₉₂ + МП_{83,6} + Кв; Мариупольское железорудное месторождение, Демьяновский участок, скв. 102, гл. 99 м (Вальтер, 1970).
- Гранат из железистого кварцита; Кв + Мт + Рог_{80,6} + МП_{49,6} + Гр_{86,8}; г. Кривой Рог, Березневатский участок, скв. 11 565, гл. 120 м (Белевцев, 1975).
- Гранат из гранат-двупироксенового таконита; Гр_{88,7} + РП + МП_{65,5}; Приазовье. Коллекция Р. И. Сироштана и др., аналитик Б. В. Мирская.
- Гранат из гранат-двупироксенового таконита; Гр_{93,4} + РП_{78,6} + МП; Приазовье. Коллекция Р. И. Сироштана и др., аналитик Р. Л. Левина.
- Гранат из железистого кварцита; Гр_{96,8} + РП_{80,7} + МП + Мт + Кв; Орехово-Павлоградская зона. Коллекция Е. Б. Глевасского и Г. В. Жукова.
- Гранат из железистого кварцита; Гр_{76,1} + РП_{58,5} + МП_{48,9} + Мт + Кв; Среднее Побужье, с. Саврань (Яковлев, 1976).
- Гранат из железистого кварцита; Гр_{76,14} + РП + МП + Мт + Кв; Среднее Побужье, с. Саврань (Яковлев, 1976).

20. Гранат из железистой породы (скарноида) вблизи контакта с силикатно-карбонатной породой; $Gr_{86,8} + Rp_{61,3} + Mp + Mt + Kв$; Среднее Побужье, скв. 15 011, гл. 109—112 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
21. Гранат из железистого кварцита; $Gr_{87} + Rp + Mp + Mt + Kв$; Среднее Побужье, с. Молдовка. Коллекция М. Н. Доброхотова и др.
22. Гранат из железистого кварцита; $Gr_{87,4} + Rp + Mp + Mt + Kв$; Среднее Побужье, с. Молдовка. Коллекция М. Н. Доброхотова и др.
23. Гранат из железистого кварцита; $Gr_{89} + Rp + Mp + Mt + Kв$; Среднее Побужье, с. Саврань (Яковлев, 1976).
24. Гранат из железистой породы (скарноида); $Gr_{89,5} + Rp_{69,5} + Mp + Амф + Mt + Kв$; Среднее Побужье, скв. 15 007, гл. 170 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
25. Гранат из железистой породы (скарноида); $Gr_{89,5} + Rp_{64,8} + Mp_{48,2} + Mt + Kв$; Среднее Побужье. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
26. Гранат из железистого кварцита; $Gr_{90,8} + Rp + Mp + Mt + Kв$; Среднее Побужье, с. Молдовка (Яковлев, 1976).
27. Гранат из железистой породы (скарноида) вблизи контакта с силикатно-карбонатной породой; $Gr_{92,2} + Rp_{67} + Mp + Амф + Би + Kв + Mt + Ка$; Среднее Побужье, скв. 15 007, гл. 176 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.

ТАБЛИЦА 6

Гранаты карбонатных и известково-силикатных пород (группа VI)

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	207	39,99	Следы	19,03	4,89	18,27	2,69
2	C—102/24	38,76	0,11	21,16	1,60	1,44	0,10
3	4016	38,90	0,40	19,46	3,21	0,71	0,07
4	11138	34,23	Не опр.	2,96	24,75	1,04	—
5	103/2	38,67	1,17	16,79	5,67	3,16	0,19
6	163/67	37,94	0,22	19,78	0,31	9,79	20,65
7	C—102/19a	39,02	0,13	20,83	1,56	1,84	0,15
8	2644	38,95	0,83	18,14	4,92	1,87	0,38
9	158/67	39,40	0,75	19,14	3,35	2,01	0,37
10	321	37,19	0,55	18,15	5,58	7,63	0,41
11	401/25	35,39	3,22	11,31	11,76	2,74	0,15
12	136/60	37,32	1,02	13,83	10,56	1,65	0,18
13	C—520	35,60	1,72	5,93	19,16	3,59	0,15
14	1—Г	39,90	Не опр.	20,43	1,95	7,92	2,06
15	412/60	35,78	0,27	6,21	21,55	2,56	1,13
16	1—М	37,35	0,17	8,56	18,94	1,76	1,34
17	189	35,10	0,73	5,65	22,10	4,95	0,45
18	41/62	37,89	0,89	16,01	7,42	8,06	0,43
19	893	34,45	0,15	1,22	29,99	0,58	0,56
20	1367/10	36,04	1,01	7,45	19,47	5,47	0,48
21	119a	36,07	1,20	8,62	18,14	3,00	0,50
22	3100	36,36	0,73	6,94	20,97	3,44	0,28
23	45/61	36,07	0,62	7,97	19,46	2,58	0,69
24	3/106	37,39	0,56	12,61	12,85	1,80	0,27
25	1318	35,23	0,85	10,48	20,55	4,17	0,34
26	4/66	35,12	0,62	9,48	17,83	6,91	0,55
27	2—М	36,99	0,28	7,64	19,22	1,65	0,46
28	3—М	37,73	0,07	12,50	12,99	0,33	0,47

Примечание. Кроме того, установлено в анализах: 2 — P₂O₅ — 0,04; 4 — P₂O₅ — 0,97; 6 — P₂O₅ — 0,17; P₂O₅ — 0,06; 17 — SO₂ — 0,09; P₂O₅ — 0,18; 18 — P₂O₅ — 0,04; 20 — P₂O₅ — 0,17; 21 — P₂O₅ — 0,04; SO₂ — 0,11; 28 — P₂O₅ — 0,03.

1. Гранат из кристаллического известняка; $Ди_{25} + Ол_{50} + Дол + Gr$; Побужье (Слензак, 1965).
2. Гранат из скарноида; $Gr + Ди + Ка + Кв + Пл + Сф$; р. Днестр, г. Сороки. Коллекция В. М. Вендиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1970 г.

28. Гранат из железистой породы (скарноида); $Gr_{94.1} + RP_{69.5} + MP + Amf + Mt + Kв$; Среднее Побужье, скв. 15 007, гл. 170 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
29. Гранат из пироксеновой эклогитоподобной породы; $Gip + Gr + MP + Mt$; Среднее Побужье, с. Молдовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Н. С. Миклашевская, 1973 г.
30. Гранат из двупироксенового шпинельсодержащего кристаллосланца; $Gr + Гер + Gip + MP$; Среднее Побужье, с. Молдовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Н. С. Миклашевская, 1973 г.
31. Гранат из гиперстен-магнетитового кварцита; $Gr + Gip + MP + Mt + Kв$; Среднее Побужье, с. Молдовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик А. С. Кушнир, 1974 г.
32. Гранат из двупироксен-магнетитового кварцита; $Gr + Gip + MP + Mt$; Среднее Побужье, с. Молдовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик А. С. Кушнир, 1974 г.
33. Гранат из клинопироксеновой эклогитоподобной породы; $Gr + MP + Mt$; Среднее Побужье, с. Молдовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик А. С. Кушнир, 1974 г.
34. Гранат из клинопироксеновой эклогитоподобной породы; $Gr + MP + Mt$; Среднее Побужье. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик А. С. Кушнир, 1974 г.
35. Гранат из клинопироксеновой эклогитоподобной породы; $Gr + MP + Mt$; Среднее Побужье. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик А. С. Кушнир, 1974 г.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{гигр}	П. п. п.	Сумма	ρ, г/см ³	ⁿ Гр
6,85	7,96	—	—	—	—	99,68	—	1,784
0,77	35,86	0,05	0,02	0,04	0,46	100,40	3,632	1,738
0,63	35,24	0,40	0,10	0,08	1,26	100,46	3,519	—
4,09	31,30	—	—	—	0,33	99,67	—	1,822
1,03	32,34	0,13	0,10	0,04	0,83	100,19	3,644	—
3,78	6,65	0,09	0,08	0,12	0,67	100,15	4,009	—
0,36	35,56	0,16	0,12	0,04	0,37	100,14	—	—
0,67	33,43	0,26	0,06	0,04	0,69	100,24	3,692	—
0,45	34,16	0,09	0,12	0,06	0,28	100,21	3,385	1,753— 1,749
1,08	28,31	0,01	—	0,05	0,92	100,11	3,732	1,778
0,90	33,28	—	0,03	0,13	1,17	100,14	3,669	1,799
0,54	33,88	0,16	0,06	0,08	0,36	99,81	3,681	—
0,87	32,34	0,10	—	0,01	0,52	100,22	3,657	—
0,38	26,75	—	—	—	0,92	99,39	—	1,760
0,72	30,81	0,02	0,12	0,20	1,02	100,39	—	—
0,49	31,31	—	—	0,17	0,13	100,22	3,73	—
0,52	29,58	0,31	0,04	0,01	0,60	100,31	3,822	—
0,27	28,71	0,16	0,08	0,14	0,28	100,34	3,749	—
0,46	31,87	—	—	0,07	0,57	99,92	—	—
0,37	28,80	0,10	0,05	0,02	0,73	100,23	4,087	—
He опр.	30,86	—	—	0,15	0,77	99,46	—	—
0,31	30,31	0,08	0,05	—	0,65	100,20	—	—
0,35	31,42	0,37	0,26	0,03	0,39	100,36	3,721	—
0,13	33,54	0,06	0,03	—	0,46	99,73	—	1,806
0,18	27,82	0,10	—	0,03	0,53	100,41	3,724	—
0,14	28,84	0,14	0,04	0,01	0,51	100,19	3,665	—
0,12	33,63	—	—	0,19	0,14	100,32	—	—
—	34,91	—	—	0,11	—	99,14	3,63	—

0,07; 9 — P₂O₅ — 0,03; 10 — P₂O₅ — 0,23; 11 — CO₂ — 0,88; P₂O₅ — 0,06; 12 — SO₃ — 0,09; P₂O₅ — 0,08; 13 — SO₃ — 0,08; 22 — P₂O₅ — 0,08; 23 — P₂O₅ — 0,15; 24 — CO₂ — 0,20; Cr₂O₃ — 0,01; Li₂O — 0,02; 25 — SO₃ — 0,09; P₂O₅ — 0,04

3. Гранат из везувиан-гранатового скарна; $Gr + Bez + (MP)$, Волянь, с. Ушомир (Пискорская, 1969).
4. Гранат из метасоматита; Северное Криворожье, Желтореченский рудник (Карпенко и др., 1971).

5. Гранат из пироксен-волластонит-гранатового роговика; Гр + Вол + МП + Ка; Вольнь, с. Ушомир (Сироштан и др., 1976).
6. Гранат из известково-силикатного сланца; Гр + МП₂₆ + Пл₇₀₋₇₆ + Кв; Приазовье, б. Кунджа. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик А. А. Стеценко, 1968 г.
7. Гранат из скарноида; Гр + Ди + Ка + Кв + КПШ + Сф; р. Днестр, г. Сороки. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1972 г.
8. Гранат из кальцитового мрамора; Ка + Фас + Вол + Гр; Вольнь, пгт Черняхов (Сироштан и др., 1976).
9. Гранат из известково-силикатного сланца; Гр + МП + Кв + Ск + Сф; Приазовье, б. Кунджа. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик А. А. Стеценко, 1968 г.
10. Гранат из известково-силикатного сланца; Гр_{14,5} + Ди_{50,3} + Пл₉₆ + Ка + Рог + Би (Хмарук, 1963).
11. Гранат из пироксен-волластонит-гранатового роговика; Гр + МП + Вол + Вез + Ка; Вольнь, с. Пугачевка (Сироштан и др., 1976).
12. Гранат из известково-силикатного сланца; Гр + МП + Пл + Сф; Приазовье, р. Токмак. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1962 г.
13. Гранат из гранат-пироксен-плагноклазового кристаллосланца; Пл + МП + Гр; Западное Приазовье, с. Просторное. Коллекция К. Е. Есипчука, аналитик А. А. Стеценко, 1967 г.
14. Гранат из известково-силикатного сланца; Гр + МП + Пл₈₁; Западная Вольнь, р. Корчик (Гнатив, 1960).
15. Гранат из магнетит-биотитового скарна; Гр + Би + Мт; р. Ингулец, с. Марьяновка (Мельник, 1963).

ТАБЛИЦА 7

Гранаты региональных гранитоидов (группа VIII)

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	545	37,35	0,43	21,34	1,15	30,89	0,52
2	112/59	38,18	0,08	21,03	1,77	30,33	0,64
3	9/60	38,15	0,09	20,35	1,48	30,59	0,62
4	14/60	33,82	0,09	21,53	0,35	29,23	0,23
5	598	38,79	—	20,11	1,61	28,38	0,31
6	523а	37,66	0,09	21,31	0,25	31,25	0,14
7	175	37,71	0,10	20,73	0,05	34,62	0,59
8	172/18	37,71	0,08	20,92	0,05	34,82	0,92
9	812/6	38,42	—	19,26	0,15	34,10	0,72
10	2069/35	37,58	—	22,32	0,41	29,02	1,71
11	209/23	36,62	0,12	23,52	0,86	30,87	1,65
12	55—Г	36,70	0,32	20,81	0,43	35,77	1,22
13	—	36,40	0,06	21,27	1,41	33,74	1,15
14	60—Г	36,40	0,14	21,20	0,10	34,48	0,99
15	56—Г	36,85	0,08	20,86	0,47	35,91	0,90
16	6/67—Г	37,98	0,11	20,92	0,35	35,63	1,21
17	4/67—Г	37,98	0,09	21,00	0,12	35,92	1,14
18	61—Г	36,99	0,08	21,40	0,30	35,34	0,79
19	8	37,12	0,22	20,44	0,32	37,40	0,46
20	50—Г	37,42	0,08	21,05	0,15	35,59	0,75
21	809/1	37,16	—	22,26	1,14	31,84	0,80
22	44/Г	36,63	0,08	21,41	0,13	36,20	0,88
23	39/Г	37,73	0,08	21,00	0,29	35,33	0,54
24	69	36,60	0,07	21,16	0,14	36,17	0,82
25	47—Г	37,53	0,08	21,15	0,48	34,39	0,74
26	9	37,02	—	19,49	1,42	37,18	0,94
27	4	38,35	0,20	20,84	0,39	34,74	0,31

16. Гранат из плагиоклаз-скаполит-пироксен-гранатового скарна; Гр + МП + Ск + Пл; Приазовье, р. Темрюк (Марченко и др., 1968).
17. Гранат из известково-силикатного сланца; Гр + Пл₅₀ + МП + Кв; Западное Приазовье, р. Токмак. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1962 г.
18. Гранат из известково-силикатного сланца; Приазовье, б. Грузская. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик А. А. Стеценко, 1968 г.
19. Гранат из скарна; Гр_{93,9} + МП + Пл + Ск + Эп + Акт + Мт; Волновахская зона разломов (Нечаев, 1960).
20. Гранат из гранат-пироксен-плагиоклазового кристаллосланца; МП + Пл + Гр; Западное Приазовье. Коллекция К. Е. Есипчука, аналитик А. А. Стеценко, 1967 г.
21. Гранат из гранат-пироксен-плагиоклазового кристаллосланца; Гр + МП + Пл (Щербак, 1959).
22. Гранат из известково-силикатного сланца; Гр + МП + Пл (Хмарук, 1963).
23. Гранат из гранат-пироксен-плагиоклазового сланца; Гр + МП + Пл₇₆ (Щербак, 1959).
24. Гранат из пироксен-гранатового скарна; Гр + МП + Ол + РП + Амф + Кв + Эп; Правобережная часть УЩ. Коллекция Т. А. Скаржинской.
25. Гранат из гранат-пироксен-плагиоклазового кристаллосланца; Пл + Гр + МП; Западное Приазовье. Коллекция К. Е. Есипчука, аналитик А. А. Стеценко, 1967 г.
26. Гранат из скарна; Гр + МП + Пл; Западное Приазовье (Сироштан и др., 1976).
27. Гранат из скарна; Гр + МП + Ск + Пл; Западное Приазовье (Марченко и др., 1968).
28. Гранат из скарна; Гр + МП + Ск + Пл; Западное Приазовье (Марченко и др., 1968).

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{гигр}	П. п. п.	Сумма	ρ, г/см ³	n _{Гр}
7,62	0,84	0,06		0,02	0,14	100,36	—	—
6,41	1,12	0,67	0,13	0,04	0,03	100,43	—	—
6,13	1,12	0,67	0,13	0,04	0,64	100,01	—	—
8,53	1,12	0,33	0,10	0,06	0,31	95,85	—	—
8,31	1,71	0,27	0,10	—	0,69	100,31	—	—
7,34	1,12	0,26	0,13	0,02	0,33	100,08	—	—
4,58	0,98	0,13	0,09	0,06	0,59	100,23	4,259	1,804
3,64	0,98	0,18	0,18	0,03	0,30	99,81	4,261	1,807
5,24	1,11	0,15	0,10	0,06	0,16	99,51	3,443	—
7,10	1,24	0,22	0,07	0,05	—	99,77	4,049	—
3,54	0,81	0,26	0,16	0,02	0,95	99,63	4,041	—
2,29	2,04	0,30	0,20	0,16	0,10	100,34	—	—
4,61	1,39	0,07		—	0,17	100,28	—	—
4,34	1,12	0,40	0,20	0,05	0,54	100,07	—	—
2,74	1,89	0,26	0,20	0,12	0,09	100,37	—	—
2,23	1,26	0,09	0,09	0,0	0,30	100,22	4,127	—
2,11	1,26	0,08	0,08	0,16	0,33	100,32	4,141	—
2,62	1,54	0,15	0,15	—	0,36	99,97	4,23	—
2,04	2,34	—	—	0,05	—	100,39	4,185	1,809
2,59	2,03	0,28	0,16	0,12	0,11	100,33	—	—
3,28	2,12	0,40	0,22	0,07	0,21	99,91	4,123	—
3,71	0,63	0,15	0,15	—	0,13	100,10	4,27	—
2,70	1,96	0,14	0,20	0,06	0,14	100,17	—	—
2,71	1,96	0,12	0,20	0,16	0,13	100,24	—	—
3,32	1,75	0,14	0,20	0,16	0,11	100,05	—	—
1,91	1,91	—	—	—	—	99,87	4,16	1,809
3,24	1,65	—	—	0,04	—	99,76	—	1,808

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
28	80/1	37,50	0,07	22,01	0,13	32,80	2,07
29	303/Б—2	38,61	0,09	21,35	0,95	31,61	0,90
30	204/8	37,86	0,05	21,57	0,11	31,97	1,75
31	461	37,47	0,05	19,93	1,53	32,60	2,50
32	—	36,87	—	21,16	1,29	34,73	0,84
33	—	37,03	—	21,77	0,90	33,69	0,70
34	2	39,40	0,09	21,02	1,28	28,59	0,40
35	2096	38,60	0,08	20,81	0,38	33,45	1,09
36	62/74	38,03	0,04	21,85	0,83	31,61	0,98
37	101/59	37,00	0,09	21,06	0,24	34,30	0,77
38	103/59	36,80	0,07	21,61	0,25	34,10	0,93
39	31	38,05	0,06	21,72	1,52	32,31	1,19
40	105/59	38,40	0,15	20,57	1,53	32,18	0,44
41	515	38,98	0,04	19,19	1,97	31,39	0,76
42	515a	37,02	0,10	20,49	0,40	35,71	1,96
43	110/59	37,40	0,05	19,21	2,38	34,27	1,78
44	109/59	36,97	0,04	20,46	0,40	34,99	1,59
45	1	38,08	0,03	20,94	0,93	32,90	0,96
46	50	37,20	0,05	20,39	0,16	34,84	1,10
47	602	37,68	0,36	20,02	0,19	33,94	0,96
48	539	38,21	—	18,31	1,43	35,92	0,96
49	204/63	36,30	0,09	21,44	0,30	34,64	0,32
50	189в	37,45	0,04	20,17	0,54	33,99	0,75
51	—	38,62	0,10	21,52	0,52	30,32	0,37
52	148	37,00	0,07	20,82	0,16	35,12	2,11
53	01	38,42	0,05	21,53	0,13	32,80	0,81
54	140/1	38,43	0,10	20,52	0,21	32,00	0,76
55	1/67—Г	37,82	0,13	20,41	0,17	35,34	0,85
56	7	37,72	—	19,52	1,61	34,45	0,73
57	13/67—Г	37,86	0,05	20,83	0,74	34,60	1,19
58	14/67—Г	37,88	0,05	20,73	0,74	34,60	1,05
59	17/67—Г	37,20	0,09	20,91	0,33	35,92	0,64
60	42—Г	36,51	0,08	21,70	0,12	35,05	0,62
61	618/619	37,72	0,20	19,41	1,56	33,12	0,42
62	306/22	37,26	Следы	21,64	0,63	32,83	1,82
63	180/68	37,56	0,09	20,54	0,06	29,06	1,70
64	26/67—Г	36,87	0,03	21,21	0,30	35,71	1,32
65	510/8a	36,27	0,01	21,96	0,17	25,92	9,24

Примечание. Кроме того, установлено в анализах: 4 — P₂O₅ — 0,15; 5 — P₂O₅ — 0,03; 6 — P₂O₅ — 0,18; S — 0,13; 21 — P₂O₅ — 0,11; 30 — P₂O₅ — 0,14; 34 — P₂O₅ — 0,11; SO₃ — 0,08; 35 — P₂O₅ — 0,10; 37 — P₂O₅ — 0,17; 44 — P₂O₅ — 0,17; 45 — P₂O₅ — 0,11; SO₃ — 0,11; 46 — P₂O₅ — 0,23; 48 — P₂O₅ — 0,04; 49 — P₂O₅ — 0,18; 50 — P₂O₅ — 0,19.

1. Гранат из гранат-биотитового гранита; Би₄₀; Побужье, с. Крутнев (Щербак, 1975).
2. Гранат из серого биотитового гранита; Би₄₁; Побужье, с. Николаевка (Щербак, 1975).
3. Гранат из серого метасоматически измененного гранита; Би₄₈; Побужье, с. Супрунов (Щербак, 1975).
4. Гранат из гранат-биотитового гранита; Побужье, с. Соломирка (Щербак, 1975).
5. Гранат из гранат-биотитового гранита; Побужье, с. Сосны (Щербак, 1975).

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{гигр}	П. п. п.	Сумма	ρ, г/см ³	n _{Гр}
3,05	2,22	0,10	0,10	0,04	—	100,09	4,107	—
4,86	1,39	0,17	0,13	0,12	0,28	100,46	4,085	—
4,20	1,42	0,11	0,11	0,09	0,23	99,61	4,130	1,803
3,33	2,10	0,44	0,03	0,10	0,17	100,25	—	—
4,16	1,17	—	—	0,04	0,08	100,34	—	—
4,74	1,14	—	—	0,13	0,10	100,20	—	—
8,03	0,77	0,21	0,04	0,08	0,34	100,44	—	1,786
4,48	1,19	0,10	0,14	—	0,07	100,49	—	—
5,07	1,06	0,40	0,16	—	0,30	100,33	4,050	—
4,65	0,98	0,36	0,12	0,02	0,02	99,78	—	—
4,68	0,98	0,30	0,10	0,02	0,03	100,02	—	—
4,37	0,84	—	—	0,01	—	100,12	—	—
5,13	0,74	0,26	0,13	0,02	0,71	100,42	—	—
5,53	1,05	0,21	0,11	0,01	0,81	100,22	—	—
3,11	0,35	0,25	0,12	0,04	0,53	100,31	—	—
3,59	0,57	0,23	0,11	0,01	0,59	100,36	—	—
3,47	0,75	0,26	0,16	0,19	0,76	100,21	—	—
4,79	0,84	0,06	0,05	0,02	0,29	100,11	—	1,796
4,11	0,84	0,25	0,12	0,08	0,85	100,22	—	—
5,94	1,12	0,14	—	0,01	0,05	100,41	—	—
3,22	0,99	0,25	0,06	—	0,87	100,26	—	—
5,33	0,98	0,36	0,13	0,02	0,35	100,44	—	—
4,85	0,85	0,30	0,18	0,02	1,13	100,42	—	—
7,91	0,92	—	—	—	—	100,34	3,967	1,792
1,89	1,24	0,32	0,20	0,12	0,31	99,36	—	—
5,48	0,78	0,16	0,20	0,02	—	100,38	4,083	1,796
5,81	1,80	0,16	0,15	0,04	0,36	100,34	—	—
2,50	2,24	0,08	0,08	—	0,69	100,39	4,207	—
3,68	2,52	—	—	0,02	—	100,25	4,122	1,808
3,02	1,12	0,18	0,16	0,10	0,36	100,21	4,156	—
3,04	1,40	0,14	0,18	0,08	0,44	100,33	4,180	—
2,00	2,24	0,06	0,06	0,04	0,55	100,08	4,204	—
2,87	2,18	0,40	0,20	0,05	0,12	99,90	—	—
5,54	2,00	0,10	0,12	0,12	0,11	100,44	—	—
2,66	2,96	0,04	0,14	—	0,24	100,22	4,19	1,804
4,11	5,88	0,21	0,08	0,04	0,80	100,13	4,094	—
1,41	2,24	0,15	0,08	0,08	0,22	99,76	4,23	—
1,01	4,76	0,11	0,07	0,06	0,07	99,84	4,13	—

9 — P₂O₅ — 0,04; 10 — P₂O₅ — 0,05; 11 — P₂O₅ — 0,25; 14 — P₂O₅ — 0,11; 16 — P₂O₅ — 0,05; 18 — P₂O₅ — 0,12; 38 — P₂O₅ — 0,15; 39 — P₂O₅ — 0,05; 40 — P₂O₅ — 0,16; 41 — P₂O₅ — 0,17; 42 — P₂O₅ — 0,23; 43 — P₂O₅ — 0,17; 0,15; 52 — Cr₂O₃ — 0,04; 55 — P₂O₅ — 0,08; 59 — P₂O₅ — 0,04; 61 — P₂O₅ — 0,02; 64 — P₂O₅ — 0,14; 65 — P₂O₅ —

6. Гранат из биотитового гранита; Побужье, г. Хмельник (Щербак, 1975).

7. Гранат из средне-крупнозернистого порфиробластического гранат-биотитового гранита; Гр₈₁ + Би₆₃ + Пл + КПШ + Кв; р. Днестр, в районе г. Могилев-Подольский. Коллекция В. М. Вендиктова.

8. Гранат из гранат-биотитового гранита; Гр₈₄ + Би₆₁ + Пл + КПШ + Кв; р. Дерло, Могилев-Подольский район. Коллекция В. М. Вендиктова.

9. Гранат из гранат-биотитового метасоматита в мигматитах; Нижнее Побужье, г. Братск (Кононов, 1970).
10. Гранат из крупнозернистого гранатового гранит-мигматита; Нижнее Побужье, р. Большая Корабельная, с. Остоповка (Кононов, 1970).
11. Гранат из биотитита в порфиробластических гранитах; Нижнее Побужье, р. Большая Корабельная ниже с. Благодатного (Кононов, 1970).
12. Гранат из серого мелкозернистого гранита; Би + Гр₉₀ + Пл + КПШ + Кв; Ново-Украинский район, Адабашский карьер. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
13. Гранат из гранита; Ново-Украинский район, Адабашский карьер. Коллекция И. С. Усенко (Соболев, 1964).
14. Гранат из крупнозернистого массивного гранита; Гр + Би + Пл + КПШ + Кв; Ново-Украинский район, Воиновский карьер. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик М. Л. Шайкевич, 1971 г.
15. Гранат из крупнозернистого полосчатого гранит-мигматита; Гр + Би + Пл + КПШ + Кв; Ново-Украинский район, Воиновский карьер. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
16. Гранат из красного трахитоидного гранита; Гр₉₀ + Би₆₀ + Пл + КПШ + Кв; Ново-Украинский район, р. Черный Ташлык, с. Стояновка. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Р. Л. Левина, 1969 г.
17. Гранат из красного трахитоидного гранита на контакте с мелкозернистым аплит-пегматонидным гранитом; Гр + Би + Пл + КПШ + Кв; Ново-Украинский район, р. Черный Ташлык, с. Стояновка. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Р. Л. Левина, 1969 г.
18. Гранат из красного трахитоидного гранита; Гр_{88,6} + Би₇₉ + Пл + КПШ + Кв; Ново-Украинский район, Капустинский карьер. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик М. Л. Шайкевич, 1971 г.
19. Гранат из крупнозернистого порфиробластического гранита; карьер с. Капустино (Завьялова, 1961).
20. Гранат из порфиробластического гранита; Гр₈₉ + Би₅₈ + Пл + КПШ + Кв; Ново-Украинский район, верховья р. Каменно-Костоватой, с. Михайловка. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
21. Гранат из трахитоидного гранита; Ново-Украинский район, верховья р. Каменно-Костоватой, с. Михайловка (Кононов, 1970).
22. Гранат из крупнозернистого порфиробластического гранита; Гр₈₈ + Би₆₁ + Пл + КПШ + Кв; Ново-Украинский район, б. Софиевская. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик С. Г. Язепова, 1971 г.
23. Гранат из крупнозернистого порфиробластического гранита; Гр₈₈ + Би₆₁ + Пл + КПШ + Кв; Ново-Украинский район, б. Мазница, с. Анновка. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
24. Гранат из равномерно-крупнозернистого гранита; Гр₈₈ + Би + Пл + КПШ + Кв; Ново-Украинский район, с. Злынка. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
25. Гранат из крупнозернистого порфиробластического гранита; Гр_{85,5} + Би₇₄ + Пл + КПШ + Кв; Ново-Украинский район, Елизаветовский карьер. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
26. Гранат из крупнозернистого порфиробластического гранита; Ново-Украинский район, карьер с. Ореховое (Завьялова, 1961).
27. Гранат из порфиробластического гранита; Кировоградский район, Алексеевский карьер (Завьялова, 1961).
28. Гранат из мигматита; Гр₈₆ + Би₅₇ + Пл + КПШ + Кв; Ингульский район, р. Ингул ниже с. Анно-Гребиновки. Коллекция Т. П. Хомяка, аналитик Б. В. Мирская, 1970 г.
29. Гранат из средне-крупнозернистого гранита; Гр₇₈ + Би₅₃ + Пл₂₅ + КПШ + Кв; Ингулецкий район, р. Боковенька, б. Дубровина. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1969 г.
30. Гранат из биотит-гранатового гранита; Гр₈₁ + Би₅₄ + Пл + КПШ + Кв; Ингулецкий район, р. Ингулец, с. Чечелевка. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1969 г.
31. Гранат из биотит-гранатового метасоматита в гранитизированной сланцево-кварцитово-породы; Ингулецкий вал, с. Родионовка (Мельник, 1963).
32. Гранат из чудново-бердичевского гранита; Побужье (Ивантишин, 1960).
33. Гранат из чудново-бердичевского пегматита; Побужье (Ивантишин, 1960).
34. Гранат из бердичевского гранита; Гр₈₇ + Би₃₄ + Кор₂₆ + Пл + КПШ + Кв (Анд, Сил, Му); Побужье, с. Соломирка (Доброхотов, 1968).
35. Гранат из бердичевского гранита; Гр₈₁ + Би₅₁ + Кор₃₉; Побужье, с. Жежелев (Щербак, 1975).

36. Гранат из бердичевского гранита; $Gr_{79} + Bi_{47} + Кор + Пл + КПШ (?) + Кв$; Побужье, с. Жежелев. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1976 г.
37. Гранат из биотит-гранатового мигматита; $Gr_{80} + Bi_{53}$; Побужье, с. Подолянцы (Щербак, 1975).
38. Гранат из гранат-биотитового мигматита; $Gr_{80} + Bi_{52}$; Побужье, с. Подолянцы (Щербак, 1975).
39. Гранат из бердичевского гранита; Побужье, между селами Колки и Подолянцы (Щербак, 1975).
40. Гранат из биотит-гранатового мигматита; $Gr_{79} + Bi_{44}$; Побужье, с. Чудновцы (Щербак, 1975).
41. Гранат из бердичевского гранита; Побужье, г. Хмельник (Щербак, 1975).
42. Гранат из бердичевского гранита; Побужье, г. Хмельник (Щербак, 1975).
43. Гранат из бердичевского гранита; $Gr_{86} + Bi_{53}$; Побужье, с. Райки (Щербак, 1975).
44. Гранат из бердичевского гранита; $Gr_{85} + Bi_{54}$; Побужье, с. Райки (Щербак, 1975).
45. Гранат из бердичевского гранита; $Gr_{80} + Bi_{49} + Кор + Пл + КПШ + Кв$ (Сил, Му, Анд); Побужье, с. Галиевка (Доброхотов, 1968).
46. Гранат из бердичевского гранита; Побужье, с. Галиевка (Щербак, 1975).
47. Гранат из бердичевского гранита; $Gr_{77} + Bi_{48}$; Побужье, с. Супрунов (Щербак, 1975).
48. Гранат из гранат-биотитового мигматита; Побужье, с. Соколово (Щербак, 1975).
49. Гранат из бердичевского гранита; Побужье, с. Куманковцы (Щербак, 1975).
50. Гранат из бердичевского гранита; Побужье, с. Скраглевка (Щербак, 1975).
51. Гранат из средне-и крупнозернистого мигматита; $Gr + Би + Кор + КПШ + Кв$; Приднестровье, с. Котожаны (Сидоренко, 1960).
52. Гранат из среднезернистого гранат-биотитового гранита; $Gr_{92} + Би + Кор + КПШ + Кв$; Нижне-Бугский район, р. Черный Ташлык, с. Новопавловка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Н. С. Миклашевская, 1972 г.
53. Гранат из шпиривидных пегматоидных выделений в гнейсах; $Gr_{77.5} + Bi_{56} + Кор_{37} + Пл + КПШ + Кв$; Ингульский район, р. Ингул. с. Софиевка. Коллекция Т. П. Хомяка, аналитик Б. В. Мирская, 1970 г.
54. Гранат из мелкозернистого чарнокита; $Gr + Би + Гип_{52} + Пл + КПШ + Кв$; Приднестровье. Коллекция В. М. Вендиктова.
55. Гранат из крупнозернистого порфиробластического граносиенита; $Gr_{89} + Bi_{66} + Гип_{73} + Пл + КПШ + Кв$; Ново-Украинский район, Адабашский карьер. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Р. Л. Левина, 1969.
56. Гранат из крупнозернистого порфировидного чарнокита; Ново-Украинский карьер (Завьялова, 1961).
57. Гранат из крупнозернистого порфиробластического граносиенита; $Gr + Би + Гип + Пл + КПШ + Кв$; Ново-Украинский район, с. Ровное. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
58. Гранат из крупнозернистого порфиробластического граносиенита; $Gr + Би + Гип + КПШ + Пл + Кв$; Ново-Украинский район, с. Ровное. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1969 г.
59. Гранат из порфиробластического граносиенита; $Gr_{91} + Би + Гип_{80} + Пл + КПШ + Кв$; Ново-Украинский район, с. Ровное. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1969 г.
60. Гранат из порфиробластического гранита; $Gr_{87} + Bi_{61} + Гип + Пл + КПШ + Кв$; Ново-Украинский район, б. Костоватая. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик С. Г. Язепова, 1971 г.
61. Гранат из крупно-равномернозернистого гранита; $Gr_{78} + Bi_{51} + Гип + Пл + КПШ + Кв$; Ново-Украинский район, р. Большая Корабельная, с. Тимофеевка. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик М. Л. Шайкевич, 1974 г.
62. Гранат из чарнокита; $Gr_{88} + Bi_{62.5} + Гип_{69.5} + Пл + КПШ + Кв$; Ингулецкий район, р. Боковенька, с. Зеленый Гай (Белевцев, 1975).
63. Гранат из гранатового чарнокита; $Gr + Би + Гип + Пл + Кв$; Приазовье, р. Каратыш, с. Суржинка. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Р. Л. Левина, 1969 г.
64. Гранат из крупнозернистого чарнокит-монзонита; $Gr_{93.6} + Bi_{73} + Гип + Фа_{92} + Пл + КПШ + Кв + Ил$; Ново-Украинский район, Воиновский карьер. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
65. Гранат из средне-мелкозернистого плагиогранита; $Gr_{93} + Bi_{82} + Эп + Му + Пл + КПШ (?) + Кв$; Среднее Приднестровье, р. Базавлук, с. Малая Софиевка. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.

ТАБЛИЦА 8

Гранаты жильных пегматитов и аплитов-пегматоидных гранитов (группа IX)

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	460/1	36,08	0,05	20,38	3,30	28,52	10,90
2	522/1	36,00	0,07	20,44	3,29	27,28	12,00
3	3	34,54	0,23	20,22	1,19	7,18	31,43
4	522/2	36,51	0,19	19,75	0,49	28,16	11,99
5	—	37,41	—	20,35	1,60	28,72	10,17
6	—	38,29	0,12	21,02	1,53	20,07	16,07
7	—	37,28	0,12	21,06	2,41	17,03	19,21
8	Бз—158/5	36,87	0,11	19,43	3,47	19,01	13,44
9	Бз—90/3	37,08	0,09	20,14	0,82	28,74	9,65
10	Бз—164/1	36,22	0,10	20,02	1,87	23,04	15,40
11	Д—329/4	36,80	0,10	20,39	0,83	22,18	13,26
12	—	34,90	0,12	20,02	3,15	14,12	19,50
13	—	36,82	0,12	20,93	0,22	33,59	3,72
14	—	37,83	0,07	19,20	1,87	18,10	16,24
15	—	37,00	—	18,94	—	10,76	27,93
16	—	43,07	0,29	17,89	1,68	6,46	17,79
17	—	37,02	—	19,77	1,92	31,74	6,92
18	—	37,52	—	19,92	1,84	26,86	10,35
19	—	36,72	—	20,12	1,18	26,75	12,24
20	—	36,58	—	20,54	0,53	33,86	6,43
21	299/5	37,25	0,13	20,54	1,02	35,75	1,10
22	19/6	37,14	—	19,89	2,10	35,59	1,42
23	019/3	37,75	0,12	21,00	0,23	35,91	1,53
24	1103	37,53	0,16	20,26	2,20	31,45	3,42
25	021/6	36,73	0,11	21,04	0,12	35,14	3,26
26	110 ^к	36,10	0,22	21,81	0,84	31,26	4,34
27	91 ^б	36,08	0,20	19,20	4,80	31,26	3,94
28	6/1	37,41	—	19,60	0,26	37,50	1,58
29	10/2	37,74	—	20,00	2,90	34,36	1,75
30	—	37,41	—	18,75	1,13	31,84	1,92
31	Д—327/2	35,92	0,10	20,29	1,11	35,57	3,02
32	Д—327/1	35,76	0,15	20,09	0,75	34,70	3,08
33	15/60	37,85	—	19,05	4,51	30,17	0,57
34	—	37,03	—	21,77	0,90	33,69	0,70
35	16/60	38,43	0,12	20,57	0,75	30,74	0,42
36	11	38,68	0,18	20,03	2,89	24,65	0,15
37	10	38,30	0,15	20,03	5,68	25,86	0,21
38	381	40,89	—	21,89	9,21	17,60	6,29
39	401	40,43	—	21,02	10,32	18,39	2,27
40	11 505	38,87	0,10	19,50	2,21	30,95	1,80

Примечание. Кроме того, установлено в анализах: 1 — Cr₂O₃ — 0,02; 2 — Cr₂O₃ — 0,04; 4 — P₂O₅ — 0,03; 21 — P₂O₅ — 0,10; SO₃ — 0,20; 24 — P₂O₅ — 0,10; SO₃ — 0,20; 26 — Cr₂O₃ — 0,03; 27 — Cr₂O₃ — 0,02; P₂O₅ — 0,11; 0,05.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{гигр}	П. п. п.	Сумма	ρ, г/см ³	n _{Гр}
0,08	0,13	0,20	0,05	0,06	0,75	100,52	4,25	1,810
0,10	0,13	0,07	0,05	0,04	0,96	99,31	—	—
1,86	1,68	0,25	0,18	0,02	1,19	99,97	—	—
0,81	0,11	0,07	0,06	0,06	1,28	99,48	—	1,812
1,05	—	—	—	—	—	99,30	4,20	1,817
1,39	—	—	—	—	0,93	99,42	—	1,808
1,40	—	—	—	—	0,96	99,47	—	1,803
0,12	6,41	0,27	0,03	0,15	0,87	100,19	—	—
0,29	2,38	0,12	0,12	0,03	0,25	99,71	—	—
0,50	1,96	0,45	0,10	0,02	0,63	100,31	—	—
5,06	1,38	0,11	0,09	0,06	0,11	100,37	—	—
0,55	7,88	—	—	—	0,15	100,39	—	1,800
0,74	4,12	—	—	—	0,10	100,36	—	1,812
0,30	5,16	0,27	0,08	0,12	0,27	99,73	4,03	1,798
2,40	1,90	—	—	—	—	98,93	—	—
1,64	10,43	0,30	0,16	0,12	0,31	100,43	—	—
2,35	0,61	—	—	—	—	100,33	—	1,812
2,62	0,52	—	—	—	—	99,63	—	—
3,28	0,78	—	—	—	—	101,07	—	—
1,26	0,85	—	—	—	—	100,05	—	1,812
2,93	0,14	0,11	0,13	0,04	1,13	100,41	4,128	—
2,94	0,18	0,05	0,10	0,45	0,10	99,96	—	—
2,26	0,68	0,12	0,16	0,41	0,08	100,25	—	—
3,45	1,26	He onp.	—	0,02	—	100,05	—	—
2,74	0,36	0,09	0,16	0,47	0,02	100,24	4,21	1,811
3,11	1,41	—	—	0,02	0,83	99,97	—	—
2,09	0,84	He onp.	—	0,04	1,60	100,46	—	—
2,86	0,20	0,06	0,10	0,02	0,71	100,32	4,24	1,811
2,93	0,10	0,11	0,12	0,02	0,12	100,45	4,27	1,816
5,36	0,89	—	—	—	—	97,30	4,09	1,809
3,12	0,91	0,08	0,06	0,08	0,13	100,39	4,05	—
3,96	0,69	0,11	0,10	0,12	0,06	99,57	—	—
5,80	1,14	0,25	0,06	—	0,68	100,08	—	—
4,74	1,14	—	—	0,13	0,10	100,20	—	—
7,03	0,81	0,22	0,09	0,01	0,83	100,02	—	—
8,67	1,81	0,10	0,16	—	1,50	99,88	—	—
6,41	2,29	0,08	0,10	—	1,26	100,37	—	—
6,54	1,50	0,09	0,15	—	0,18	104,37	—	1,790
6,36	1,80	0,08	0,12	—	0,11	100,95	—	1,790
4,66	1,76	0,10	0,29	—	—	100,24	—	1,795

0,47; TR₂O₃ — 0,24; 8 — Cr₂O₃ — 0,01; 14 — P₂O₅ — 0,10; SO₃ — 0,12; 16 — P₂O₅ — 0,23; SO₃ — 0,06; 20 — Cr₂O₃ — SO₃ — 0,28; 28 — Cr₂O₃ — 0,02; 29 — P₂O₅ — 0,25; Cr₂O₃ — 0,05; 36 — P₂O₅ — 0,06; 38 — P₂O₅ — 0,03; 39 — P₂O₅ —

1. Гранат из гранат-мусковитового пегматита; $Ми + Пл_{5-10} + Кв + Му + Gr_{89,6}$; Среднее Приднепровье, р. Мокрая Московка, с. Кирьяновка. Аналитик С. А. Панченко (Орса, 1973).
2. Гранат из мусковитизированной неосомы мигматита; $Ми + Пл_{5-10} + Кв + Му + Gr_{89,2}$; Среднее Приднепровье, р. Мокрая Московка, б. Мечетная. Аналитик С. А. Панченко (Орса, 1973).
3. Гранат из гранат-мусковитового пегматита; $Ми + Пл_{10} + Кв + Му + Gr_{71,6}$; Волянь, пгт Клесов. Аналитик Е. В. Романишина (Левковская, Орса, 1967).
4. Гранат из гранит-аплита; $Ми + Пл_5 + Кв + Gr_{95,2}$; Среднее Приднепровье, р. Мокрая Московка, б. Мечетная. Аналитик Л. А. Услонцева (Орса, 1973).
5. Гранат из гранат-мусковитового пегматита; $Ми + Пл + Кв + Gr_{94,2}$; Западная Волянь. Аналитик Е. А. Сваржинская (Боженко, Лиса, 1950).
6. Гранат из аплитовидного гранита из зональной пегматитовой жилы; $Ми + Пл + Кв + Gr_{88,9}$; Западное Приазовье, с. Елисеевка. Аналитик Е. В. Романишина (Литовченко, 1972).
7. Гранат из зональной пегматитовой жилы; $Ми + Пл + Кв + Му + Gr_{87,1}$; Западное Приазовье, с. Елисеевка. Аналитик Е. В. Романишина (Литовченко, 1972).
8. Гранат из секущей пегматитовой жилы; $Ми + Пл + Кв + Gr_{99}$; Среднее Приднепровье, р. Базавлук, с. Мироновка. Коллекция В. И. Орсы, аналитик А. А. Стрыгина.
9. Гранат из пегматоидного гранита; $Ми + Пл + Кв + Gr_{98}$; Среднее Приднепровье, правый берег р. Базавлук, с. Гуляйполе. Коллекция В. И. Орсы, аналитик Р. Л. Левина.
10. Гранат из жильного пегматита; $Ми + Пл + Кв + Gr_{98}$; Среднее Приднепровье, р. Базавлук, с. Петропавловка. Коллекция В. И. Орсы, аналитик С. Г. Лопата.
11. Гранат из пегматоидного гранита; $Ми + Пл + Кв + Му + Gr_{73}$; Среднее Приднепровье, г. Комсомольск, Шматовский карьер. Коллекция В. И. Орсы, аналитик Р. Л. Левина.
12. Гранат из зоны сахаровидного альбита зональной пегматитовой жилы; $Пл + Кв + Gr_{93,6}$; Западное Приазовье, с. Елисеевка. Аналитик Е. В. Романишина (Литовченко, 1972).
13. Гранат из зоны аплитовидного гранита зональной пегматитовой жилы; $Ми + Пл + Кв + Gr_{96,1}$; Западное Приазовье, хут. Сороки. Аналитик Е. В. Романишина (Литовченко, 1972).
14. Гранат из каолиновой коры выветривания; Северо-Западная Волянь, Суцано-Пержанская зона. Аналитик Б. В. Мирская (Левковская, Орса, 1967).
15. Гранат из кварцитовидного лептита (аплит-гранит); $Ми + Кв + Gr_{71,4}$; Волянь, восточнее пгт Клесова, карьер с. Копище. Аналитик Е. В. Романишина (Левковская, Орса, 1967).
16. Гранат из лептитоподобной породы (аплит-гранит); $Ми + Кв + Gr_{73,2}$; Волянь, с. Глиное (Каменная Ляда). Аналитик Е. В. Романишина (Левковская, Орса, 1967).
17. Гранат из пегматита песьменной структуры; $Ми + Пл + Кв + Gr_{89,2}$; Волянь, с. Бельчаки. Аналитик Р. Головатый (Лазаренко та ин., 1960).
18. Гранат из пегматита; $Ми + Пл + Кв + Му + Gr_{82,4}$; Волянь, г. Корец. Аналитик Р. Головатый (Лазаренко та ин., 1960).
19. Гранат из пегматита; $Ми + Пл + Кв + Му + Gr_{82,4}$; Волянь, с. Устье. Аналитик Р. Головатый (Лазаренко та ин., 1960).
20. Гранат из аплита; $Ми + Пл + Кв + Gr_{94}$; Волянь, с. Бельчаки. Аналитик Р. Головатый (Лазаренко та ин., 1960).
21. Гранат из розового пегматоидного гранита в биотитовом гнейсе; Приингулье, левый берег р. Аджамки, с. Покровское. Аналитик С. А. Панченко (Кононов, 1970).
22. Гранат из пегматита; $Ми + Пл + Кв + Му + Би + Gr_{87,7}$; г. Кировоград, Соколовский карьер. Аналитик Н. Д. Рябец (Белевцев, 1975).
23. Гранат из пегматита; $Ми + Пл + Кв + Би + Gr_{90}$; г. Кировоград, Соколовский карьер. Аналитик Б. В. Мирская (Белевцев, 1975).
24. Гранат из пегматита; $Ми + Пл + Кв + Му + Gr_{84,5}$; Воляно-Подолля, с. Новая Рудня. Аналитик С. А. Панченко (Щербак, 1975).
25. Гранат из пегматита; $Ми + Пл + Кв + Би + Gr_{88}$; Кировоградский блок, с. Субботцы. Аналитик Б. В. Мирская (Белевцев, 1975).
26. Гранат из аплитовидного гранита; $Ми + Пл + Кв + Му + Gr_{85,3}$; Воляно-Подолля, с. Новая Рудня. Аналитик Е. В. Романишина (Щербак, 1975).
27. Гранат из розово-серого пегматоидного гранита; $Ми + Пл + Кв + Би + Gr_{99,4}$; Воляно-Подолля, с. Старошейка. Аналитик Е. В. Романишина (Щербак, 1975).
28. Гранат из пегматоидного гранита; $Ми + Пл + Кв + Му + Gr_{88,3}$; Приингулье, р. Базарная. Аналитик Н. Д. Рябец (Белевцев, 1975).
29. Гранат из пегматоидного гранита; $Ми + Пл + Кв + Му + Би + Gr_{87,5}$; Приингулье, р. Базарная. Аналитик Н. Д. Рябец (Белевцев, 1975).
30. Гранат из аплитовидного гранита $Ми + Пл + Кв + Gr_{77,4}$; Кировоградский блок, пгт Ново-Украинка, (Зав'ялова, Матковський, 1961).

31. Гранат из биотит-гранатового пегматоидного гранита; Ми + Пл + Кв + Би + Гр_{86,6}; Приднепровье, г. Светловодск, Власовский карьер. Коллекция В. И. Орсы, аналитик Р. Л. Левина.
32. Гранат из биотитового гранита; Ми + Пл + Кв + Би + Гр_{86,2}; Приднепровье, г. Светловодск, Власовский карьер. Коллекция В. И. Орсы, аналитик Р. Л. Левина.
33. Гранат из пегматита; Ми + Пл + Кв + Би + Гр_{74,6}; Воляно-Подолля, с. Кривошеинцы (Щербак, 1975).
34. Гранат из пегматита; Ми + Пл + Кв + Би + Гр_{79,9}; Чудново-Бердичевский гранитный массив (Ивантишин, 1960).
35. Гранат из пегматоидного гранита; Ми + Пл + Кв + Би + Гр_{71,4}; Воляно-Подолля, с. Старый Пиков (Щербак, 1975).
36. Гранат из аплито-пегматоидного гранита; Пл + Ми + Кв + Би + Гр_{63,6}; Воляно-Подолля, с. Требухи (Щербак, 1975).
37. Гранат из биотитового аплито-пегматоидного гранита; Пл + Ми + Кв + Би + Гр_{73,1}; Воляно-Подолля, с. Требухи (Щербак, 1975).
38. Гранат из пегматита; Ми + Пл + Кв + Би + Гр; Приазовье, р. Темрюк. Аналитик Е. И. Гончарова (Марченко, 1961).
39. Гранат из пегматита; Ми + Пл + Кв + Би + Гр; Приазовье, р. Темрюк. Аналитик Е. И. Гончарова (Марченко, 1961).
40. Гранат из пегматита в кварц-биотитовых сланцах ингулецкой серии; Ми + Пл + Би + Кв + Му + Гр; Восточно-Анновская полоса. Аналитик Л. В. Бочарова (Карпенко и др., 1971).

- Активность компонентов 101, 106
 Альмандин 10, 96
 Анализ статистический 9, 80
 — факторный 88, 89
 Андалузит 20, 96
 Андрадит 9, 10, 28, 118
 Аннит 96, 101
 Анортит 102
- Биотит 53
- Вариационные кривые 83, 84, 87, 88
 Везувиян 163
 Включения газовой-жидкие 77
 — углекислотные 78
 Вода в кордиерите 99
 Волластонит 116
- Геденбертит 115, 118
 Гиперстен 68, 105
 Гранит аплитов-пегматоидный 48
 — бердичевский 169
 Гранитоиды региональные 38
 Граносиениты 47
 Гроссуляр 9, 10, 11, 23, 116
 Группы гранатов 11, 18
 Грюнерит 26, 27
- Давление общее 99, 100
 — воды парциальное 98, 102, 103
 Диоксид 115
- Жедрит 25
 Железистость общая 4
 — частная 4
- Зональность гранатов 3, 17, 133
 — метаморфическая 17
- Известковистость 4
 Изоморфизм 80, 84, 114
 Индексы фаций (субфаций) 4
- Кальцит 26
 Калиевый полевой шпат 20
 Кяннит 96, 102
 Клинопироксен 68, 110
 Клиноцоизит 117
- Константа равновесия 55
 Коэффициенты 4
 Коэффициент активности 55
 — распределения 4, 53
 — корреляции 80, 84, 85, 86, 89
 Кордиерит 66, 99
 Корунд 101
 Критерий Стьюдента 80, 81
 Куммингтонит 72, 105
- Лептит 172
- Магнезиальность 4
 Магнетит 26, 27, 105
 Марганцовистость 4
 Мессбауэровские параметры 113
 Метабазиты 25
 Метаморфизм изобарический 100
 Метapelиты 16, 23, 24
 Метод Шеффе 82
 Микроклин 20
 Миналы 9, 10, 84
 Миогeосинклиналь 13
 Миозгeосинклиналь 13
 Мольная доля воды 102
 Мусковит 20, 95, 96
- Ошибки аналитические 10, 11
- Парагонит 95
 Параметр взаимодействия 55
 Пегматиты 48
 Пиральспит 122
 Пироп 66, 101
 Пирофиллит 95
 Плаггиоклаз 22, 23
 Плотность гранатов 75
 Погрешность анализа 10
 Показатель преломления гранатов 75
 Порода эклотипоподобная 156
- Ребро элементарной ячейки 76
 Роговая обманка 71
 Роговики 32
- Санидин 96, 101
 Сапфирин 101
 Силлиманит 96

Символы минералов 3, 4
Скаполит 117
Скарноид 162
Скарны 163
Сланцы богатые MnO 37
Спессартин 10
Ставролит 20, 72

Фациальная принадлежность 153, 155
Фации метаморфические 17, 18
Фаялит 47, 72, 105
Ферросилит 108
Флогопит 101
Форланд 13
Фракционирование 54, 87

Фугитивность кислорода 108, 109

Хлорит 72, 107
Хлоритоид 107

Чарнокит 169

Шорломит 33
Шпинель 20, 101

Эвгеосинклиналь 13
Эклогитизация 26
Энстатит 115
Эпидот 27
Эулизит 31

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (И. С. Усенко, Р. Я. Белевцев)	3
Глава I. ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ГРАНАТОВ (Р. Я. Белевцев, И. С. Усенко, Б. Г. Яковлев, Т. Г. Щербакова)	7
Глава II. ОБРАБОТКА АНАЛИЗОВ И ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЛЕКЦИИ (Р. Я. Белевцев, В. В. Слипченко, В. С. Дудко, Т. Г. Щербакова)	9
Глава III. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД (Р. Я. Белевцев, И. С. Усенко, В. И. Орса, Т. П. Хомяк)	13
Глава IV. КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД (Р. Я. Белевцев, И. С. Усенко, Т. Г. Щербакова, Г. П. Хомяк, В. И. Орса).	16
Глава V. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНАТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД	20
Гранаты метапелитов бедных СаО и богатых К ₂ О (группа I) (Р. Я. Белевцев, Т. Г. Щербакова)	20
Гранаты метапелитов бедных СаО и К ₂ О (группа II) (Р. Я. Белевцев)	24
Гранаты метабазитов (группа III) (Р. Я. Белевцев, Б. Г. Яковлев, Э. А. Никулина)	25
Гранаты железистых пород бедных СаО (группа IV) (Р. Я. Белевцев)	26
Гранаты железистых пород богатых СаО (группа V) (Г. Л. Кравченко, Б. Г. Яковлев)	27
Гранаты силикатно-карбонатных пород (группа VI) (Т. Г. Щербакова, В. М. Вендиктов, К. Е. Есипчук)	32
Гранаты низкотемпературных сланцев богатых MnO (группа VII) (Р. Я. Белевцев)	37
Глава VI. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНАТОВ ГРАНИТОИДОВ (Е. Н. Голуб, Т. П. Хомяк, В. И. Орса)	38
Гранаты гранат-биотитовых региональных гранитоидов (Т. П. Хомяк, Е. Н. Голуб)	38
Гранаты кордиерит-гранат-биотитовых региональных гранитоидов (Т. П. Хомяк, Е. Н. Голуб)	44
Гранаты гиперстен-гранат-биотитовых региональных гранитоидов (Е. Н. Голуб, Т. П. Хомяк)	46
Гранаты пегматитов и жильных аплитов-пегматоидных гранитов (В. И. Орса)	48
Глава VII. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТЫХ КОМПОНЕНТОВ МЕЖДУ ГРАНАТОМ И СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ МИНЕРАЛАМИ (Р. Я. Белевцев, Т. Г. Щербакова, Б. Г. Яковлев, Е. Н. Голуб, Т. П. Хомяк)	53
Гранат—биотит	53
Гранат—кордиерит	66

Гранат—гиперстен	68
Гранат—клинопироксен	68
Гранат—роговая обманка	71
Гранат—куммингтонит	72
Гранат—ставролит	72
Гранат—хлорит	72
Гранат—фаялит	72

Глава VIII. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРАНАТОВ (Р. Я. Белевцев)	75
---	----

Глава IX. ГАЗОВО-ЖИДКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНАТАХ (С. И. Терещенко)	77
--	----

Глава X. СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГРАНАТОВ (Р. Я. Белевцев, В. В. Слипенченко, В. С. Дудко)	80
--	----

Глава XI. АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНЫХ РАВНОВЕСИЙ В ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ	93
--	----

Минеральные равновесия в метапелитах (I и II группы) (Р. Я. Белевцев)	93
---	----

Минеральные равновесия зеленосланцевой фации	94
--	----

Минеральные равновесия эпидот-амфиболитовой фации	95
---	----

Равновесие $Gr + Bi + Mu + КПШ + Kв$	96
--------------------------------------	----

Минеральные равновесия амфиболитовой и гранулитовой фаций	98
---	----

Равновесие $Gr + Кор + Сил + Kв$	99
----------------------------------	----

Равновесия с гиперстеном	100
--------------------------	-----

Равновесие $Gr + Сил + Би + КПШ + Kв$	101
---------------------------------------	-----

Равновесие $Gr + Пл + Сил + Kв$	102
---------------------------------	-----

Диаграмма $P_{тв} - \mu_{H_2O}$ для метапелитов (I группа)	104
--	-----

Минеральные равновесия в железистых породах бедных СаО (Р. Я. Белевцев)	104
---	-----

Изоморфизм в гранатах и минеральные равновесия в метабазитах и железистых гранат-клинопироксеновых породах (Б. Г. Яковлев)	110
--	-----

Минеральные равновесия в силикатно-карбонатных породах	116
--	-----

Глава XII. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНАТОВ (Р. Я. Белевцев, И. С. Усенко, Е. Н. Голуб, Т. П. Хомяк, В. И. Орс, Б. Г. Яковлев, Т. Г. Щербакова, Г. Л. Кравченко, Э. А. Никулина, К. Е. Есипчук)	120
---	-----

Глава XIII. КЛАССИФИКАЦИЯ ГРАНАТОВ (Р. Я. Белевцев, Т. Г. Щербакова, Б. Г. Яковлев, Е. Н. Голуб, И. С. Усенко)	126
--	-----

Заключение (Р. Я. Белевцев, И. С. Усенко, Т. Г. Щербакова, Б. Г. Яковлев, Е. Н. Голуб)	132
--	-----

Список литературы	134
-------------------	-----

Приложение. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРАНАТОВ	141
--	-----

Таблица 1. Гранаты метапелитов бедных СаО и богатых K_2O (группа I)	142
---	-----

Таблица 2. Гранаты метапелитов бедных СаО и K_2O (группа II)	150
--	-----

Таблица 3. Гранаты метабазитов (группа III)	154
---	-----

Таблица 4. Гранаты железистых пород бедных СаО (группа IV)	154
--	-----

Таблица 5. Гранаты железистых пород богатых СаО (группа V)	156
--	-----

Таблица 6. Гранаты карбонатных и известково-силикатных пород (группа VI)	160
--	-----

Таблица 7. Гранаты региональных гранитоидов (группа VIII)	162
---	-----

Таблица 8. Гранаты жильных пегматитов и аплит-пегматоидных гранитов (группа IX)	168
---	-----

Предметный указатель	172
----------------------	-----

ИВАН СТЕПАНОВИЧ УСЕНКО,
РУДОЛЬФ ЯКОВЛЕВИЧ БЕЛЕВЦЕВ,
ТАМАРА ГРИГОРЬЕВНА ШЕРБАКОВА,
БОРИС ГАВРИЛОВИЧ ЯКОВЛЕВ,
ГЕОРГИЙ ЛЬВОВИЧ КРАВЧЕНКО,
ВИКТОР ИВАНОВИЧ ОРСА,
КОНСТАНТИН ЕФИМОВИЧ ЕСИПЧУК,
ЕЛЕНА НИКОЛАЕВНА ГОЛУБ,
ЭДИТ АЛЕКСЕЕВНА НИКУЛИНА,
ВАЛЕРИЙ ВАДИМОВИЧ СЛИПЧЕНКО,
ВЛАДИМИР СТЕПАНОВИЧ ДУДКО,
СВЕТЛАНА ИВАНОВНА ТЕРЕЩЕНКО,
ТЕОДОЗИЙ ПЕТРОВИЧ ХОМЯК,
ВИКТОР МИХАЙЛОВИЧ ВЕНИДИКТОВ

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ГРАНАТЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Утверждено к печати
ученым советом
Института геохимии
и физики минералов АН УССР

Редактор Л. Н. ПОЛЕТАЕВА
Редактор-библиограф С. И. КРИМЕЦ
Оформление художника Г. М. БАЛЮНА
Художественный редактор И. Н. КОСАРЕВА
Технический редактор А. М. КАПУСТИНА
Корректоры Т. А. ОБОРА, Р. С. КОГАН

Информ. бланк № 3288

Сдано в набор 23.01.80. Подп. в печ. 18.08.80.
БФ 00614. Формат 70×100/16. Бумага типогр. № 1.
Лит. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 14,62. Уч.-
изд. л. 14,66. Тираж 900 экз. Заказ 158.
Цена 2 руб. 70 коп.

Издательство «Наукова думка». 252601, Киев,
ГСП, Репина, 3.

Изготовлено Нестеровской городской типографией Львовского облполиграфиздата (г. Нестеров, ул. Горького, 8) с матриц головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР (252057, г. Киев-57, Довженко, 3). Зак. 4458.

2016. 76 (10)

3671

LIBRARY