

В. И. КИЦУЛ, В. И. БЕРЕЗКИН

**НОВЫЙ ВАРИАНТ ДИАГРАММЫ $P_s - \mu_{H_2O}$ ДЛЯ БЕДНЫХ
КАЛЬЦИЕМ ОРТОКЛАЗ- И МУСКОВИТСОДЕРЖАЩИХ
ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД
С ИЗБЫТКОМ SiO_2**

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 19 IV 1971)

Диаграммы типа $P_s - \mu_{H_2O}$ (давление на твердые фазы — химический потенциал воды) (¹⁻⁶) введены А. А. Маракушевым на основании термодинамического потенциала и теории экстремальных состояний Д. С. Коржинского для анализа зависимости состава минералов от изменений μ_{H_2O} (температуры) и давления P (глубинности) в парагенезисах с числом фаз, равным или большим числа инертных виртуальных компонентов.

В соответствии с методикой (^{1, 2}), для построения диаграмм $P_s - \mu_{H_2O}$ необходимы данные по молекулярным объемам и составам сосуществующих минералов, а также знание эмпирических закономерностей ассоциаций минералов в горных породах. По мере уточнения последних и накопления новых минералого-петрографических данных, естественно, должны уточняться диаграммы $P_s - \mu_{H_2O}$ (²).

Авторами настоящей статьи на основании обобщения известных в литературе до 1971 г. и полученных ими при изучении метаморфических пород эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций Алданского щита и Анабарского массива новых химико-аналитических данных были уточнены корреляционные диаграммы железистости сосуществующих минералов (рис. 1). Молекулярные объемы для минералов постоянного состава (Mu, Or, Q, And, Sil, Ky) взяты из (⁷); для минералов переменного состава молекулярные объемы для Gr, Hy, Sta определялись путем интерполяции их значений для конечных членов (⁷⁻¹¹), а для Cor и Bi рассчитывались с использованием, кроме своих, также литературных данных (^{7, 12-18}), в результате чего получены следующие значения для конечных членов: Cor 233 и 238, Bi 148 и 153,5 см³/моль. Составы минералов и их молекулярные объемы, принятые нами в повариантных парагенезисах, указаны в табл. 1, причем повариантный парагенезис III взят в соответствии с реальными составами минералов в аналогичных ассоциациях в образцах горных пород Сутамского района Алданского щита и Анабарского массива, данные о которых раньше отсутствовали.

На основании указанных данных нами был рассчитан новый вариант диаграммы $P_s - \mu_{H_2O}$ для бедных кальцием высокоглиноземистых пород (рис. 2). Впервые диаграммы $P_s - \mu_{H_2O}$ для бедных кальцием ортоклаз- и мусковитсодержащих высокоглиноземистых пород с избытком SiO_2 были рассчитаны А. А. Маракушевым (^{1, 2}) и затем С. П. Кориковским (¹⁹) на основании обобщенных корреляционных диаграмм. Однако специальные исследования (¹⁸) показали существенное влияние температуры на распределение изоморфных компонентов в сосуществующих минералах. Особенно важно учитывать влияние температуры на распределение компонентов в парагенезисах, устойчивых в широком температурном интервале, которое наиболее заметно сказывается на соотношении железистости минеральных пар с участием граната: Gr — Bi и Gr — Cor, где для каждой фации (субфации) намечается своя корреляционная кривая. Как видно на рис. 1, с переходом от более высокотемпературных (гранулито-

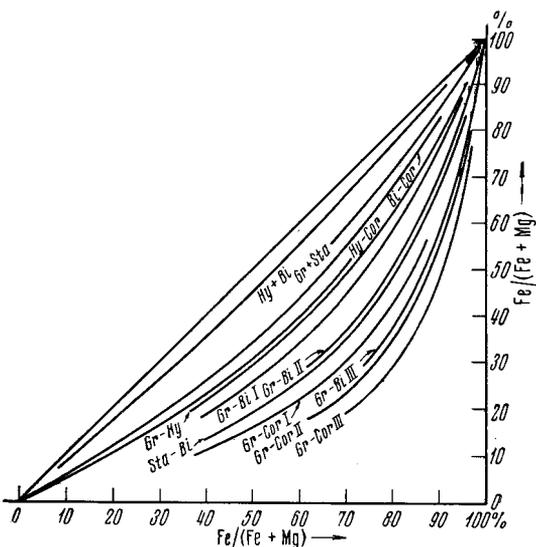


Рис. 1. Корреляция общей железистости сосуществующих минералов из бедных кальцием высокоглиноземистых метаморфических пород. I — для гранулитовой, II — для амфиболитовой, III — для эпидот-амфиболитовой фации. В каждой коррелируемой паре сосуществующих минералов символ более железистого из них стоит впереди

се: $Cr_{80} + Hy_{58-63} + Bi_{53-58} + Or + Q$, железистость минералов в котором близка к предельной в метаморфических породах гранулитовой фации. Линии моновариантного равновесия $Mu + Q \rightleftharpoons Sil + Or + H_2O$, $Gr + Bi + Q \rightleftharpoons Hy + Sil + Or + H_2O$, $Cr + Bi + Q \rightleftharpoons Hy + Cor + Or + H_2O$ приняты в качестве границ соответственно низко- и высокотемпературных частей амфиболитовой и гранулитовой фаций. При расчете равновесий с участием фазы Al_2SiO_5 учитывались условия встречаемости андалузита, кианита и силлиманита в различных фациях (субфациях) метаморфических пород.

Расчитанный нами вариант диаграммы $P_s - \mu_{H_2O}$ по своей общей топологии близок к аналогичным диаграммам А. А. Маракушева (1, 2) и С. П. Кориковского (19). Однако использование уточненных корреляционных диаграмм и молекулярных объемов минералов, а также учет устойчивости полиморфных модификаций Al_2SiO_5 обусловили некоторое различие в углах наклонов моно- и дивариантных равновесий, смещение реакции $Gr + Cor \rightleftharpoons Hy + Sil + Q$ в область более магнезиальных составов и, что особенно важно, исчезновение экстремального равновесия $Bi + Q \rightleftharpoons Hy + Cor + Or + H_2O$, базировавшегося на необоснованном экстремуме в паре $Hy - Bi$, который, по уточненным нами данным, отсутствует (см. рис. 1). Наиболее же важная отличительная особенность нового варианта диаграммы обусловлена учетом при ее построении температурной зависимости распределения изоморфных компонентов в сосуществующих минералах. Благодаря этому, например, диаграмма позволяет по изменению железистости биотита и кордиерита, находящихся в равновесии с одним и тем же по железистости гранатом, судить об относительной глубинности средне- и высокотемпературных моно- и дивариантных парагенезисов. Так, из диаграммы следует, что даже наименее глубинные парагенезисы гранулитовой фации с железистостью граната в кордиеритсодержащих парагенезисах около 80% по глубинности сопоставимы с наиболее глубинными кианит-мусковитсодержащими среднетемпературными парагенезисами, а гиперстен-силлиманитсодержащие парагенезисы являются самыми глубинными.

вая фация) к более низкотемпературным (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации) метаморфическим породам в них в ассоциации с одним и тем же по железистости гранатом сосуществуют все более магнезиальные биотиты и кордиериты. Поэтому при расчете минеральных равновесий значения железистости минералов снимались по корреляционной кривой той фации (субфации), в пределах которой они рассчитывались. При этом в качестве границы между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями принята линия моновариантного равновесия $Sta + Mu + Q \rightleftharpoons Gr + Bi + And(Sil, Ky) + H_2O$, а за границу между амфиболитовой и гранулитовой фациями — линия постоянного состава в парагенезисе:

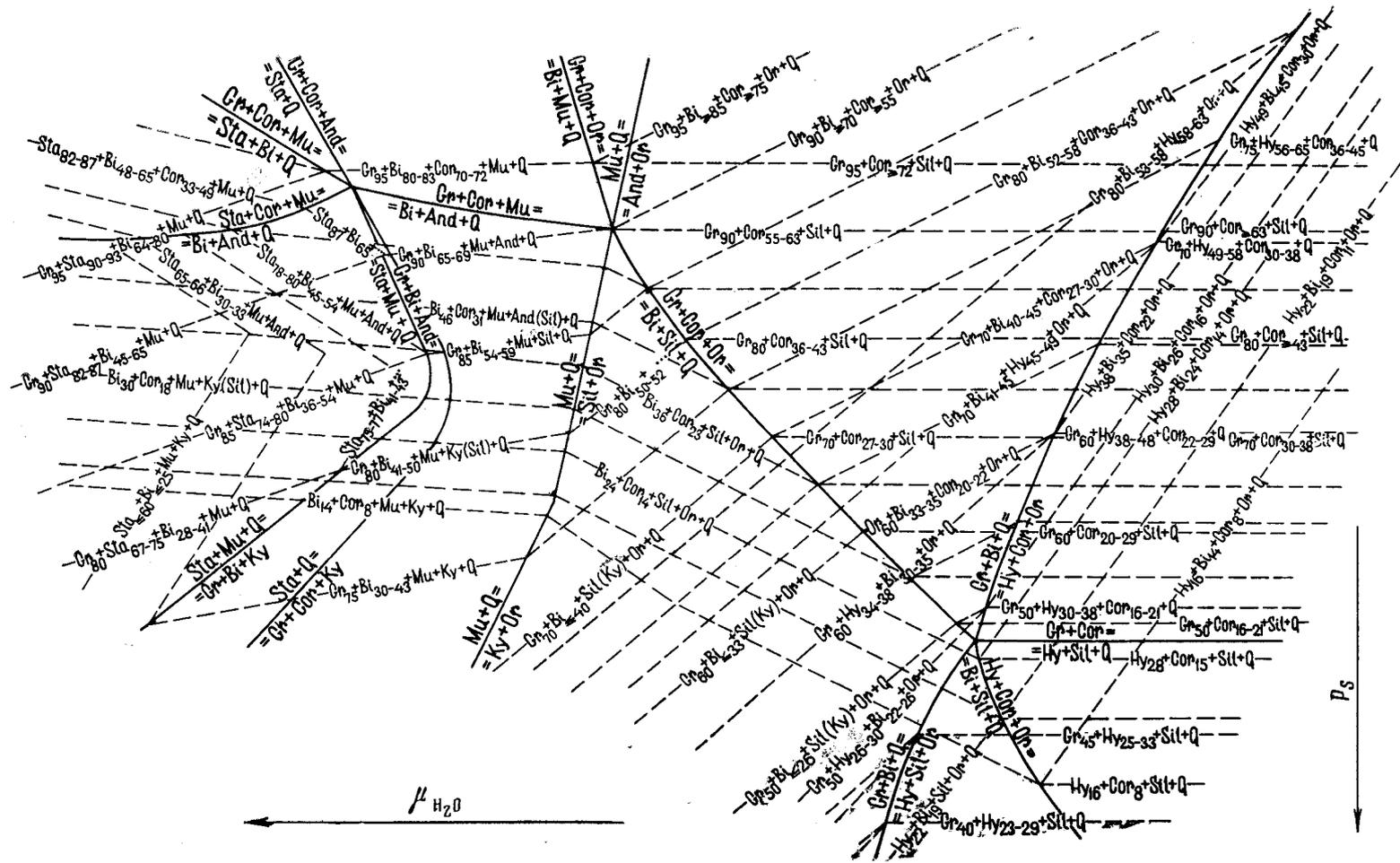


Рис. 2. Диаграмма $P_s - H_2O$ для бедных кальцием высокоглиноземистых метаморфических пород, содержащих кварц, ортоклаз и мусковит

Таблица 1

Составы минералов (вес.%) и их молекулярные объемы (см³/моль)
в невариантных парагенезисах

№ точки	Фаза *	Si	Al	Fe	Mg	K	H ₂ O	Молекул. объемы
I	Gr ₉₃	3	2	2,79	0,21			115,15
	Sta ₈₉	3,9	8,8	1,78	0,22		1	223,75
	Bi ₇₂	2,8	1,85	1,584	0,616	0,85	1	152
	Cor ₅₈	5	4	1,16	0,84			236
	Mu	3,15	2,8			1	1	141
	And	1	2					51,54
	Q	1						22,69
II	Gr ₉₀	3	2	2,7	0,3			115,07
	Bi ₇₀	2,9	1,7	1,54	0,66	0,9	1	152
	Cor ₅₅	5	4	1,1	0,9			235,8
	Mu	3,15	2,8			1	1	141
	Or	3	1			1		109,11
	Sil(And)	1	2					49,91
	Q	1						22,69
III	Gr ₄₈	3	2	1,44	1,56			114,25
	Hu ₂₉	0,9	0,19	0,265	0,65			31,9
	Bi ₂₅	2,9	1,7	0,55	1,65	0,9	1	149,4
	Cor ₁₅	5	4	0,3	1,7			233,7
	Or	3	1			1		109,11
	Sil	1	2					49,91
	Q	1						22,69

* And — андалузит, Bi — биотит, Cor — кордиерит, Gr — гранат, Hu — гиперстен, Ку — кианит, Mu — мусковит, Or — калиевый полевой шпат, Q — кварц, Sil — силлиманит, Sta — ставролит. Цифра при символе минерала обозначает общую железистость.

Таким образом, предлагаемый вариант диаграммы $P_2 - \mu_{H_2O}$ на основании данных по железистости темноцветных минералов в моно- и дивариантных парагенезисах бедных кальцием высокоглиноземистых ортоклазы и мусковитсодержащих пород с избытком кварца может быть использован для определения относительной температурности и глубинности формирования средне- и высокотемпературных метаморфических комплексов, сравнительной оценки режима глубинности однофациальных комплексов и выявления метаморфических фациальных серий.

Институт геологии Якутского филиала
Сибирского отделения Академии наук СССР
Якутск

Поступило
21 XII 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. А. Маракушев, Сборн. Чарнокиты, «Наука», 1964. ² А. А. Маракушев, Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород, «Наука», 1965. ³ Д. С. Коржинский, Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов, Изд. АН СССР, 1957. ⁴ Д. С. Коржинский, В сборн. Химия земной коры, 1, Изд. АН СССР, 1963. ⁵ А. А. Маракушев, Термодинамика метаморфической гидратации минералов, «Наука», 1968. ⁶ А. А. Маракушев, В сборн. Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование, «Наука», 1970. ⁷ Р. А. Роби и др., В кн. Справочник физических констант горных пород, М., 1969. ⁸ С. W. Burnham, Year Book, Carnegie Inst., Wash., 64, 202 (1965). ⁹ H. I. Greenwood, J. Petrology, 4, 317 (1963). ¹⁰ W. Schreyer, F. Seifert, Am. J. Sci., A267, Schairer vol., 407 (1969). ¹¹ S. W. Richardson, Year Book, Carnegie Inst. Wash., 66, 397 (1967). ¹² I. T. Iiyama, Bull. Soc. franç. minéral. cristallogr., 83, 155 (1960). ¹³ B. E. Leake, Am. Mineral., 45, № 3—4, 282 (1960). ¹⁴ W. Schreyer, I. P. Schairer, J. Petrol., 2, № 3, 324 (1961). ¹⁵ W. Schreyer, Beitr. Mineral. Petrogr., 11, H. 3, 297 (1965). ¹⁶ У. А. Дир и др., Породообразующие минералы, 1, 1965, 3, 1966. ¹⁷ Л. Л. Перчук, Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая, «Наука», 1964. ¹⁸ Л. Л. Перчук, Равновесия породообразующих минералов, «Наука», 1970. ¹⁹ С. П. Кориковский, В кн. Очерки физико-химической петрологии, 1, «Наука», 1969. ²⁰ С. П. Кориковский, Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны, «Наука», 1967.