

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.3

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕПЕРМСКОГО
ПЛАТИНОИДНО-МЕДЬ-НИКЕЛЕНОСНОГО ЛЕРЦОЛИТ-ГАББРОНОРИТ-
ДОЛЕРИТОВОГО КОМПЛЕКСА КАОБАНГ (Северо-Восточный Вьетнам)

П.А. Балыкин, Г.В. Поляков, Чан Чонг Хоа*, А.В. Лавренчук, А.Э. Изох, Нго Тхи Фьонг*,
А.И. Глотов, Хоанг Хьу Тхань*, Т.Е. Петрова, Е.А. Васюкова

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт геологических наук Вьетнамской академии наук и технологий, Ханой,
пр. Хоанг Куок Вьет, Нгиа До, Кау Гиэй, Вьетнам*

Позднепермские платиноидно-медь-никеленосные лерцолит-габбронорит-долеритовые и долерит-конгadiaбаз-гранофировые интрузии рифтогенной структуры Шонгхием Северо-Восточного Вьетнама (комплекс Каобанг) формировались синхронно с эмейшанскими траппами платформы Янцзы. Массивы этого комплекса сложены породами двух серий — лерцолит-пикрит-пикродолерит-меланогабброидной и конгadiaбаз-долерит-габброноритовой. В составе первой существенно ультрамафитовой серии преобладают плагиоперидотиты и пикритовиды, состоящие из лабрадор-битовнита ($Ап_{66-70}$), хризолита ($f_{Ол} = 16-18\%$), магнезиального диопсид-авгита ($f_{МП} = 18-20\%$) и низкоглиноземистого бронзита ($f_{РП} = 20-22\%$). К ним приурочено платинометалльно-медно-никелевое оруденение с палладиевой специализацией. В сульфидной фазе пикритов из зоны эндоконтакта массива Суойкун содержания благородных металлов достигают (г/т): Pt = 7,67; Pd = 18,58; Au = 26,55; Ag = 32,44. Модельные расчеты показывают, что этот массив формировался в результате одноактного внедрения высокоглиноземистой пикробазальтовой магмы, кристаллизовавшейся в диапазоне температур 1260—1090 °С при давлении 1—3 кбар и активности кислорода, близкой буферу WM.

Комплекс Каобанг и другие проявления пермско-триасового ультрамафит-мафитового магматизма Северного Вьетнама и Южного Китая, включая траппы провинции Эмейшань, связываются с пермско-триасовым мантийным плюмом, аналогичным Сибирскому. Полученные данные свидетельствуют о перспективности этого комплекса на платинометалльно-медно-никелевое оруденение норильского типа.

Лерцолит-габбронорит-долеритовый комплекс, исходная пикробазальтовая магма, платинометалльно-медно-никелевое оруденение, Северо-Восточный Вьетнам.

CONDITIONS OF FORMATION OF THE LATE PERMIAN CAO BANG PGE-Cu-Ni-BEARING
LHERZOLITE-GABBRONORITE-DOLERITE COMPLEX (northeastern Vietnam)

P.A. Balykin, G.V. Polyakov, Tran Trong Hoa, A.V. Lavrenchuk, A.E. Izokh, Ngo Thi Phuong,
A.I. Glotov, Hoang Huu Thanh, T.E. Petrova, and E.A. Vasyukova

Late Permian PGE-Cu-Ni-bearing lherzolite-gabbronorite-dolerite and dolerite-kongadiabase-granophyre intrusions of the Song Hiem rift structure in northeastern Vietnam (Cao Bang complex) formed synchronously with the Emeishan traps of the Yangtze Platform. Massifs of this complex are made up of rocks of two series: lherzolite-picrite-picrodolerite-melanogabbroid and kongadiabase-dolerite-gabbronorite. The first, essentially ultramafic, series is dominated by plagioperidotites and picritoids composed of labradorite-bytownite ($Ап_{66-70}$), chrysolite ($f_{Ол} = 16-18\%$), magnesium diopside-augite ($f_{МП} = 18-20\%$), and low-alumina bronzite ($f_{РП} = 20-22\%$). They are associated with PGE-Cu-Ni mineralization of Pd trend. In the sulfide phase of picrite from the endocontact zone of the Suoi Cun massif, the contents of noble metals are as follows: 7.67 ppm Pt, 18.58 ppm Pd, 26.55 ppm Au, and 32.44 ppm Ag. Model calculations show that this massif formed as a result of single-act intrusion of high-Al picrobasalt magma crystallized at 1260–1090 °C and 1–3 kbar, with oxygen activity close to the WM buffer. The Cao Bang complex and other occurrences of Permo-Triassic ultramafic-mafic magmatism of northern Vietnam and southern China including traps of the Emeishan Province are related to a Permo-Triassic mantle plume similar to the Siberian plume. The data obtained indicate that this complex is promising for PGE-Cu-Ni mineralization of the Noril'sk type.

Lherzolite-gabbronorite-dolerite complex, initial picrobasaltic magma, PGE-Cu-Ni mineralization, initial picrobasaltic magma, northeastern Vietnam

ВВЕДЕНИЕ

Платиноносные ультрамафит-мафитовые комплексы пермско-триасовой эпохи проявились на территории Центральной и Юго-Восточной Азии широко и разнообразно. К ним, в частности, относятся общеизвестные высокопродуктивные платиноидно-медь-никеленосные пикрит-долеритовые интрузии трапповой формации Норильского района на Сибирском кратоне. В конце прошлого столетия в связи с аналогичным трапповым магматизмом провинции Эмейшань платформы Янцзы на юге Китая также установлены медно-никелевые месторождения с повышенными содержаниями металлов платиновой группы [1, 2]. В южном обрамлении этой платформы на территории Северного Вьетнама (Лаосско-Вьетнамская складчатая система) пермско-триасовые платиноносные ультрамафит-мафитовые комплексы выделены авторами настоящей статьи в рифтогенных структурах Шонгда — на северо-западе и Шонгхием — на северо-востоке Вьетнама [3—6]. В данном случае они располагаются соответственно на юго-западном и юго-восточном флангах ареала развития траппов провинции Эмейшань. Близкая по возрасту ассоциация пикритоидов недавно описана в соседней провинции Юньнань Южного Китая [7]. Все эти магматические образования, включая траппы провинции Эмейшань, связываются с пермско-триасовым мантийным плюмом, аналогичным Сибирскому [8, 9]. Они, естественно, могут оцениваться как перспективные на платинометалльно-медно-никелевое оруденение норильского типа, что подтверждается открытием таких рудопроявлений на территории Южного Китая и Северного Вьетнама (Лимахэ, Пайюньцзюнь, Джанг Баошань, Банфук и др.).

Пермско-триасовые ультрамафит-мафитовые интрузии зоны Шонгхием Северо-Восточного Вьетнама объединяются в лерцолит-габбронорит-долеритовый комплекс Каобанг, общая характеристика которого содержится в ряде обзоров по магматизму Северного Вьетнама [3, 10]. В настоящей статье обсуждаются вещественные, в том числе изотопно-геохимические, особенности комплекса и вероятные составы исходных расплавов в свете полученных авторами новых данных и численного математического моделирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СТРОЕНИЕ И СОСТАВ МАССИВОВ КОМПЛЕКСА, ИХ ВОЗРАСТ И ХАРАКТЕР ВЗАИМООТНОШЕНИЙ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

Относительно небольшие по размерам, но многочисленные массивы комплекса Каобанг образуют две цепочки тел северо-западного простирания (согласного с простиранием структуры Шонгхием): восточную — вблизи провинциального центра Каобанг и западную — в районе рудника Тиньтук (рис. 1). Они приурочены к шовным разломам северо-западного простирания, разделяющим пермско-триасовые вулканогенно-осадочные толщи и карбон-пермские карбонатные отложения. Становление массивов происходило в результате последовательного формирования различных по составу серий пород: ранней лерцолит-пикрит-пикродолерит-меланогабброидной и конгадиабаз-гранофир-долерит-габброноритовой. В зависимости от объемных соотношений этих групп пород массивы подразделяются на два типа: существенно лерцолит-габбронорит-долеритовые (Суойкун, Бонинь, Каомиа, Суойзанг и др.), иногда с конгадиабазами и гранофирами (Кхаумиа), и преимущественно долерит-конгадиабаз-гранофирные (Кхакхиеу, Лунглуонг, Нгуенбинь и др.). Первые представлены в большей степени в восточном ареале, вторые — в западном.

Наиболее крупным по размеру и представительным по составу слагающих его пород является массив Суойкун, который расположен северо-восточнее провинциального центра Каобанг и имеет линзообразную удлиненную в северо-западном направлении форму при общей протяженности около 4 км и ширине от 0,4 до 1,5 км (см. рис. 1). Он разбит разломами северо-западного простирания на два блока: восточный, сложенный двумя разобщенными телами лерцолитов, верлитов, пикритов, пикродолеритов и оливинных меланогабброидов, и западный, образованный преимущественно долеритами, конгадиабазами и субофитовыми габброидами. Породы северной части восточного блока прорываются дайками долеритов и конгадиабазов, имеющими северо-восточное простирание и крутое падение на северо-запад. Эти дайки аналогичны породам, слагающим западный блок массива Суойкун. В массиве Кхаумиа, расположенном в 17 км северо-западнее в пределах той же тектонической зоны, лерцолиты, как и в массиве Суойкун, пересечены серией даек долеритов, а в долеритах, конгадиабазе и гранофирах имеются ксенолиты лерцолитов и меланогабброидов. Тем не менее характер соотношения лерцолит-пикрит-пикродолерит-габброноритовой и долерит-конгадиабаз-гранофирной серий пород в изученных массивах остается дискуссионным. Авторами работ [3, 10] установлено в массивах Суойкун и Кхаумиа прорывание долеритовыми дайками перидотитов. Вместе с тем Н.В. Риадин [12] описал дайки перидотитов в офитовых габбро массива Суойкун, а Хоанг Хыу Тхань отмечает ксеногенные включения минералов габбро-долеритов в оливинных габброноритах интрузива Кхуойзианг.

Рис. 1. Схема геологического строения массива Суойкун и его положение в структурах Северо-Восточного Вьетнама.

Использованы материалы из работы [10] и геологическая карта Вьетнама м-ба 1:500 000 из [11]:

1 — массивы комплекса Каобанг; 2 — верхнекембрийско-нижнеордовикские конгломераты, песчаники, филлиты и мраморы; 3 — ордовикско-нижнесилурийские конгломераты, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы с прослоями плагиопорфиринов, кварцевых порфириров и андезитов; 4 — верхнесилурийско-нижнедевонские песчаники, глинистые сланцы, известняки, липариты, ортофиры и кремнистые сланцы; 5 — средне- и верхнедевонские конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и известняки; 6 — карбон-пермские известняки, песчаники, глинистые сланцы и алевролиты; 7 — пермско-триасовые песчаники, базальты и риолиты; 8 — граниты и граносиениты; 9—11 — породы массива Суойкун: 9 — долериты, габбро, габбронориты и конгadiaбазы, 10 — плагиолерцолиты, 11 — лерцолиты, верлиты и пикриты; 12, 13 — породы позднепалеозойско-раннемезозойской толщи Шонгхием: 12 — спилиты, базальты и туфы основного состава, 13 — дациты, риолиты и их туфы; 14 — границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 15 — тектонические нарушения; 16 — массив Суойкун.

Геологический возраст пород комплекса строго не установлен. Они в подавляющем большинстве случаев прорывают вмещающие их породы пермско-триасовой вулканогенно-осадочной толщи Шонгхием, включающей андезит-дацит-базальтовый комплекс. В нижней части этой толщи имеется индская фауна и флора, в верхней — оленекская [3]. Перидотиты массива Суойкун перекрываются, по данным А.Е. Довжикова и др. [10], риолитами, возраст которых в настоящее время оценивается Rb-Sr методом в 211 ± 11 млн лет ($MSWD = 3,3$, $[Sr] \text{ initial} = 0,72315 \pm 14$), а Ar-Ar методом в $209 \pm 1,8$ млн лет (неопубликованные данные). Rb-Sr определения возраста лерцолитов восточного блока массива Суойкун отвечают 255 ± 14 млн лет, Ar-Ar датировка тех же пород — $270 \pm 2,3$ млн лет [13]. Таким образом, наиболее вероятным временем формирования ультраосновных пород комплекса является поздняя пермь.

МИНЕРАЛОГИЯ

Породообразующими минералами лерцолит-пикрит-пикродолерит-меланогабброидной серии пород являются плагиоклаз, оливин, клино- и ортопироксены; амфибол, биотит и калишпат редки и обнаруживаются спорадически. Породы второй существенно долеритовой серии сложены в основном плагиоклазом и клинопироксеном, в сравнительно меньших количествах амфиболом. Ортопироксен, биотит, кварц и калиевый полевой шпат присутствуют не всегда. Плагиоклаз варьирует по составу от лабрадора (An_{55}) в долеритах до анортита (An_{90}) в лерцолитах, при этом содержания ортоклазового минала в них достигают 1,5 мас.%, а суммарного железа — 0,94 мас.%. Оливин меняется по составу в меньшей степени. Наиболее магнезиальные хризолиты свойственны ультраосновным породам (f_{O1} до 14,7%), более железистые разновидности преобладают в габброноритах и долеритах (f_{O1} до 30,1%). Клинопироксены представлены субкальциевыми, умеренно глиноземистыми и магнезиальными диопсид-авгитами. Более железистые разновидности свойственны габброноритам и долеритам, а наиболее магнезиальные — плагиоперидотитам. Более железистые ортопироксены также свойственны габброноритам и долеритам, а относительно магнезиальные — плагиолерцолитам. Расчет температур субсолидусной кристаллизации пироксенов по методикам, изложенным в [14—16], выявил вариации температур от 1200 °C в плагиолерцолитах до 900 °C в долеритах. Относительно высокой температурой кристаллизации характеризуются и авгиты из базальтов

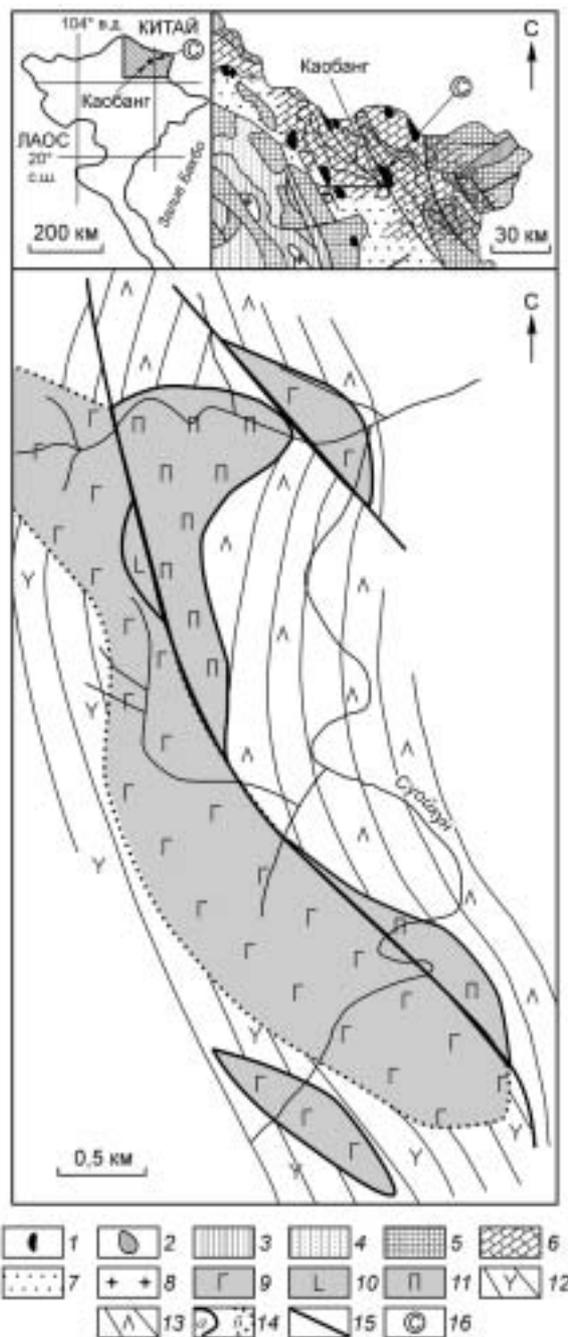


Таблица 1. Представительные составы пород комплекса Каобанг

Компонент	B5143	P108	SC-2A	M006	M009	H1500	H1606	M206	M204	B5158	B5151	B5132	P512	P136	H1523	H1524	T02-14	T02-11A	P508	M226	P123
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂ , мас. %	42,68	41,69	43,92	44,87	44,72	43,89	42,94	43,12	48,24	48,76	49,01	46,38	49,14	50,41	51,56	53,09	54,49	58,40	51,31	54,96	69,28
TiO ₂	0,33	0,35	0,44	0,55	0,54	0,46	0,52	0,38	0,87	1,00	1,08	0,50	0,50	0,69	1,83	1,73	1,59	1,72	0,83	2,01	0,66
Al ₂ O ₃	9,12	6,38	6,06	8,16	7,38	6,26	7,76	5,11	10,97	12,52	13,00	15,11	13,60	16,28	13,54	13,94	14,62	13,28	15,13	13,86	13,28
FeO*	11,65	14,56	13,91	13,51	13,76	12,86	14,95	15,40	12,75	12,22	11,92	8,78	10,88	7,58	13,74	13,29	12,33	13,18	7,42	12,31	6,39
MnO	0,17	0,18	0,21	0,21	0,20	0,20	0,21	0,19	0,19	0,19	0,18	0,14	0,17	0,12	0,23	0,22	0,20	0,17	0,13	0,19	0,07
MgO	29,66	31,09	30,27	25,76	26,31	30,94	26,79	31,48	17,49	14,28	13,14	17,42	13,38	9,22	6,07	5,26	4,73	2,23	8,62	4,35	0,73
CaO	5,52	4,72	4,49	5,97	5,79	4,13	5,00	3,67	7,91	9,47	9,34	9,51	10,70	13,48	9,77	9,52	7,35	5,24	12,85	8,71	1,85
Na ₂ O	0,34	0,67	0,38	0,51	1,00	0,83	1,36	0,32	1,01	0,91	0,84	1,55	1,02	1,40	2,00	1,51	2,53	1,94	2,29	2,68	2,93
K ₂ O	0,44	0,27	0,25	0,40	0,23	0,38	0,36	0,28	0,46	0,36	1,24	0,52	0,54	0,75	1,00	1,17	1,94	3,31	1,31	0,66	4,68
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,05	0,06	0,06	0,06	0,10	0,04	0,11	0,29	0,25	0,08	0,06	0,08	0,26	0,25	0,22	0,52	0,12	0,27	0,12
Ni, г/г	2240	2020	956	1189	1450	2337	2502	2726	500	—	500	—	273	—	26	53	23	16	117	51	—
Co	102	120	106	105	108	143	146	150	75	—	62	—	63	—	38	41	36	23	35	41	—
Cu	430	490	233	328	447	524	901	1088	104	—	180	—	32	—	30	35	48	34	13	72	—
Cr	1300	1600	812	512	696	3941	4619	1237	1160	—	1500	—	988	—	68	127	105	25	911	75	—
V	120	70	63	114	96	—	—	70	138	—	180	—	138	—	352	348	346	124	232	238	—
Rb	—	—	16,5	18	13	10,8	13,6	15,3	14,2	—	—	—	16	—	38	49	70	172	57	26,8	—
Sr	—	—	43,5	54,3	43	32	43	22,7	148	—	—	—	69	—	260	200	122	123	109	197	—
Y	—	—	12,3	13,7	12,8	11,2	14,1	8,7	25,4	—	—	—	15,1	—	48	46	44	63	22	54	—
Zr	—	—	44	49,9	49,3	79	46	32,6	86,5	—	—	—	14,8	—	282	192	167	229	67	227	—
Ta	—	0,14	0,16	0,2	0,2	0,11	0,11	—	—	—	0,42	—	0,1	—	0,6	0,48	0,39	0,61	0,19	0,9	—
Nb	—	—	2,4	1,5	1,9	2	2,3	1,3	3	—	—	—	2,8	—	10	9,4	8,8	14,2	4,3	9,4	—
Cs	—	0,6	5,5	4,6	12	—	—	—	—	—	3,5	—	—	—	—	—	—	—	—	3,4	—
Ba	—	—	—	—	—	48	64	—	—	—	—	—	66	—	221	172	300	379	161	—	—
La	2,7	3,5	4,3	5,4	5,1	3,6	4,4	3,9	7,8	8,3	10,6	4,5	4,6	5	17,8	18,8	20	32	5,6	26	79,8
Ce	5,6	7,7	9,3	11	10,6	7,5	9,1	8,4	16,4	18	23,5	10	9,8	11,4	37	40	40	63	12,3	53	146,8
Pr	—	—	—	1,1	1,6	1,1	1,4	—	—	—	—	—	1,4	—	5,3	5,6	5,8	9,1	1,9	—	—
Nd	5	4,8	6	6,1	6	4,4	5,5	5	10	11	14,7	6,2	5,9	7,3	21	21	22	34	7,7	30	74
Sm	0,9	1,4	1,59	1,56	1,64	1,1	1,3	1,44	2,8	3,1	4,1	1,8	1,4	2,1	4,8	4,7	5	7,7	2	8	17,6
Eu	0,3	0,3	0,4	0,5	0,4	0,3	0,38	0,36	0,8	0,7	0,8	0,7	0,42	0,7	1,2	1,2	1,3	1,6	0,53	1,84	2,7
Gd	1,5	1,6	1,9	2,1	1,9	1,2	1,5	1,8	3,5	3,5	4,9	2,1	1,6	4,7	5,4	5	5,4	7,9	2,2	9,8	21

Tb	0,3	0,3	0,34	0,38	0,35	0,25	0,32	0,31	0,64	0,6	0,9	0,4	0,3	0,8	1,1	1,1	1	1,5	0,51	1,7	3,7
Dy	—	—	—	1,8	2,0	1,6	1,9	—	—	—	—	—	2,1	—	6,6	6,7	6,8	9	3,1	—	—
Ho	—	—	—	0,38	0,42	0,31	0,38	—	—	—	—	—	0,48	—	1,3	1,4	1,4	1,9	0,67	—	—
Er	—	—	—	1,13	1,3	0,96	1,3	—	—	—	—	—	1,3	—	3,9	4,0	3,8	5,5	1,9	—	—
Yb	0,8	0,9	1,12	1,46	1,31	1	1,2	1,05	2,4	2	2,8	1,2	1,3	1,8	4,1	4	3,9	5,3	1,9	5,1	12,5
Lu	0,12	0,13	0,16	0,22	0,2	0,13	0,19	0,16	0,36	0,28	0,41	0,18	0,18	0,25	0,59	0,51	0,58	0,72	0,28	0,75	1,8
Hf	—	0,83	0,9	1,2	1,1	0,5	0,25	—	—	—	2,4	—	0,15	—	1,9	1,2	1,3	1,8	0,53	4,8	—
Th	—	—	1,5	1,6	1,2	1,6	1,9	—	—	—	4,1	—	2,1	—	9,3	5,1	8,8	15,9	3,2	10	—
U	—	—	0,4	0,6	0,4	0,31	0,38	—	—	—	—	—	0,42	—	1,4	1,8	1,7	2,6	0,67	2,3	—

Примечание. 1—8 — лерцолиты, верлиты и пикриты; 1, 2, 7 — биотит-плагиоклазоносные верлиты, 3, 4, 8 — биотит-плагиоклазоносные лерцолиты, 5, 6 — порфириновые пикриты с пироксеновыми структурами спинифекс из эндоконтакта (1—7 — массив Суойкун, 8 — массив Кхуйзианг); 9—13 — пикродолериты и оливиновые меланогабброиды; 9 — оливиновый меланогабброид (массив Кхуйзианг), 10, 11 — биотитносодержащие пикродолериты (массив Суойкун), 12 — биотит-оливиносодержащее меланогаббро (массив Бонинг), 13 — биотитносодержащий пикродолерит (массив Нахоан); 14—21 — долериты, конгидиабазы и гранофиры; 14 — оливиновый мезогабброид (массив Суойкун), 15, 16 — долериты (массив Бангнем), 17 — кварцосодержащий долерит (массив Нгуенбинь), 18 — конгидиабаз (массив Нахоан), 19 — оливиносодержащий долерит (массив Нахоан), 20 — кварцосодержащий долерит (массив Кхуйзианг), 21 — гранофир (массив Кхакхуеу). Анализы выполнены в Аналитическом центре ОИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Химический состав пород определялся методом РФА (аналитик А.Д. Киреев), элементы-примеси — на приборе ICP-MS, пробы 6, 7 (аналитик В.С. Пархоменко и С.Т. Шестель). Здесь и в табл. 2 прочерк — не определялись.

* Суммарное железо в виде FeO.

толщи Шонгхием (1120—1200 °С). Встречающиеся в небольших количествах красно-бурые биотиты в плагиоперидотитах представлены относительно магнезиальными разновидностями ($f_{\text{Bi}} = 29—32\%$), тогда как в габброноритах и долеритах они устойчиво более железистые ($f_{\text{Bi}} = 40—45\%$) и содержат до 0,3 мас.% Cr_2O_3 и до 8 мас.% TiO_2 [17].

Наиболее распространенные рудные минералы представлены хромшпинелидами, ильменитом, магнетитом, пирротинном, пентландитом, халькопиритом, арсенопиритом, троилитом и кубанитом. Состав хромшпинелидов меняется от алюмохромитов до хроммагнетитов [3] и они образуют эволюционный тренд, свойственный пикрит-долеритовым комплексам [18]. Температуры равновесия оливина и хромшпинелидов, рассчитанные по методикам из [19—21], варьируют от 1350 до 800 °С с преобладанием $T = 1000—1200$ °С. Ильмениты характеризуются повышенными содержаниями Cr_2O_3 (до 1,5 мас.%), Al_2O_3 (до 0,9 мас.%) и MnO (до 2,9 мас.%), что свидетельствует о высоких температурах их кристаллизации [17]. Они образуют таблитчатые и игольчатые кристаллы длиной до 0,5—0,8 мм. Магнетит встречается преимущественно в виде хорошо ограненных изометричных кристаллов, соизмеримых с ильменитом. Характеристика сульфидов приведена в заключительном разделе статьи [22].

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Породы комплекса Каобанг широко варьируют по химическому составу, в частности, по степени меланократовости, соотношению щелочей и содержаниям Ti, Al, Mg, Ca, Ni, Cu, V, Rb, Sr, Y, Zr, редкоземельных элементов (РЗЭ) и элементов платиновой группы (ЭПГ) [3]. Представительные химические составы пород различных массивов приведены в табл. 1 и 2. Анализ содержаний и характера распределения петрогенных элементов в породах комплекса выявил наличие в них двух дискретных петрохимических серий (соответствующих сериям пород, выделенным по геологическим данным): лерцолит-пикрит-пикродолерит-меланогабброидной и долерит-конгидиабаз-гранофировой, что хорошо иллюстрирует диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3—\text{MgO}$ (рис. 2). Фигуративные точки составов пород первой серии образуют на этой диаграмме закономерно ориентированный ореол между линиями фракционирования Ол—Пл и МП—Пл. Долериты и субофитовые габброиды второй серии формируют ореол точек между линией фракционирования МП—Пл и осью Al_2O_3 , здесь же располагаются конгидиабазы и гранофиры. Базальты дацит-андезит-базальтовой ассоциации из вмещающей толщи оказываются в поле составов долеритов, а андезиты, дациты и риолиты — конгидиабазов и гранофиров (см. рис. 2).

Таблица 2.

Представительные составы сульфидсодержащих пород массива Суойкун

Компонент	H1500	H1500/2	H1505	H1514	H1515	H1603	H1604	H1605	H1606	H1607	H1607/2	H1608	M006	M009	H1506
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂ , мас.%	43,89	43,45	—	43,47	43,08	—	43,75	—	42,94	—	42,66	43,94	40,22	43,97	43,52
TiO ₂	0,45	0,43	—	0,42	0,39	—	0,55	—	0,52	—	0,37	0,46	0,48	0,55	1,44
Al ₂ O ₃	6,26	6,31	—	7,02	7,22	—	8,15	—	7,76	—	6,30	6,45	6,99	8,09	13,91
FeO	12,86	13,33	—	13,83	14,25	—	14,00	—	14,95	—	15,96	14,33	12,51	14,38	9,49
MnO	0,20	0,21	—	0,21	0,20	—	0,20	—	0,22	—	0,21	0,20	0,18	0,20	0,11
MgO	30,94	31,33	—	29,77	29,58	—	26,02	—	26,79	—	29,61	29,03	34,02	26,17	11,04
CaO	4,13	4,00	—	4,32	4,34	—	5,37	—	5,00	—	3,97	4,58	4,56	5,44	19,59
Na ₂ O	0,83	0,54	—	0,55	0,56	—	1,38	—	1,36	—	0,57	0,56	0,52	0,57	0,56
K ₂ O	0,38	0,35	—	0,35	0,33	—	0,50	—	0,36	—	0,27	0,37	0,42	0,53	0,12
P ₂ O ₅	0,06	0,05	—	0,06	0,05	—	0,08	—	0,10	—	0,07	0,08	0,09	0,10	0,22
Fe	(39,45)	(33,23)	(45,94)	(19,13)	(42,48)	(41,55)	(34,25)	(40,75)	(40,21)	(43,94)	—	(26,10)	(31,63)	(17,12)	(41,38)
S	0,37 (35,96)	0,35 (35,76)	1,17 (36,02)	0,22 (35,37)	0,54 (35,95)	0,58 (35,91)	0,24 (35,78)	0,56 (35,91)	0,47 (35,89)	0,67 (35,98)	—	0,16 (35,62)	0,21 (35,71)	0,12 (35,40)	0,45 (35,84)
Ni, г/т	2058 (20,41)	2265 (23,5)	4042 (12,31)	1950 (32,15)	2280 (15,81)	2528 (15,48)	1467 (22,37)	2609 (16,67)	2243 (16,8)	2632 (13,96)	—	1327 (28,94)	1404 (23,81)	1156 (35,40)	1721 (13,54)
Co	127 (1,26)	133 (1,33)	163 (0,49)	130 (2,1)	140 (0,93)	135 (0,87)	112 (1,64)	142 (0,90)	125 (0,99)	138 (0,75)	—	116 (2,67)	116 (2,04)	112 (3,24)	57 (0,48)
Cu	299 (2,92)	608 (6,13)	1716 (5,23)	663 (11,25)	776 (5,33)	1012 (6,19)	372 (5,96)	917 (5,77)	776 (6,11)	1034 (5,37)	—	292 (6,68)	360 (6,80)	270 (8,85)	1055 (8,76)
Cr	979	958	1125	1450	1167	1167	1583	1292	1311	1083	—	1375	541	625	183
V	60	70	76	77	66	84	97	76	89	64	—	66	110	96	230
Pd	0,158 (15,36)	0,1 (10,22)	0,19 (5,85)	0,06 (9,65)	0,084 (5,59)	0,08 (4,96)	0,048 (7,16)	0,1 (6,41)	0,087 (6,64)	0,112 (6,01)	—	0,028 (6,23)	0,079 (13,44)	0,063 (18,58)	0,13 (10,35)
Pt	0,074 (7,19)	0,08 (8,17)	0,14 (4,31)	0,019 (3,05)	0,029 (1,93)	0,059 (3,65)	0,029 (4,32)	0,04 (2,56)	0,055 (4,2)	0,088 (4,73)	—	0,01	0,024 (4,08)	0,026 (7,67)	0,087 (6,93)
Rh	0,005 Н.р.	0,03 (3,07)	0,035 (1,08)	0,005 Н.р.	0,005 Н.р.	0,006 (0,37)	0,005 Н.р.	0,005 Н.р.	0,005 Н.р.	0,005 Н.р.	—	0,005 Н.р.	0,005 Н.р.	0,005 Н.р.	0,005 (0,40)
Au	0,016 (1,56)	0,022 (2,25)	0,12 (3,69)	0,038 (6,11)	0,03 (2)	0,04 (2,48)	0,03 (4,47)	0,02 (1,28)	0,03 (2,29)	0,036 (1,93)	—	0,021 (4,45)	0,034 (5,78)	0,09 (26,55)	0,016 (1,27)
Ag	0,1 (9,72)	0,12 (12,26)	0,25 (7,7)	0,19 (30,55)	0,14 (9,32)	0,17 (10,35)	0,08 (11,93)	0,14 (8,98)	0,12 (9,16)	0,09 (4,83)	—	0,07 (15,58)	0,08 (13,61)	0,11 (32,44)	0,16 (12,74)

Примечание. 1—5, 7, 9, 11, 12 — биотит-плаггиоклазсодержащие лерцолиты; 6 — биотит-плаггиоклазсодержащий лерцолит из эндоконтакта, амфиболитизированный; 8 — лерцолит; 10 — амфиболовое габбро метасоматически измененное; 13, 14 — порфириовидные пикриты с пироксеновыми структурами спинифекс в основной массе из эндоконтакта; 15 — дайка меланогаббро в лерцолитах. Анализы выполнены в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск). Химический состав пород определялся методом РФА (аналитик Н.М. Глухова), элементы-примеси — атомно-абсорбционным методом (аналитик В.Г. Цимбалист). Числа в скобках — концентрации, нормированные на 100 % сульфидную фазу. Оксиды пересчитаны на сухую основу.

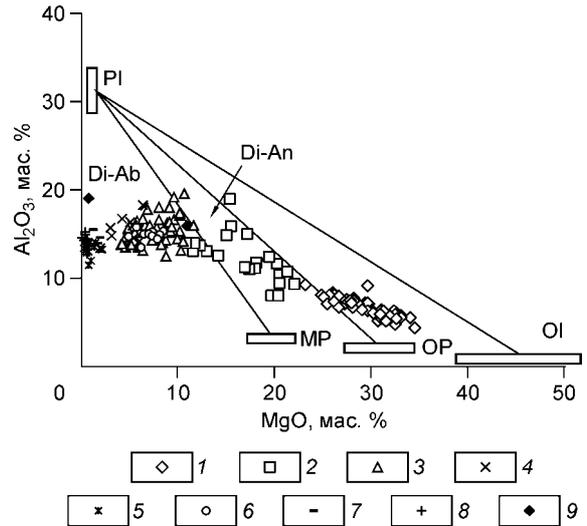
*Суммарное железо в виде FeO. Н.р. — не рассчитывались.

Согласно классификации А.Ф. Белоусова [24], породы комплекса варьируют по химическому составу от умеренно высокомагниевого, весьма низкотитанистого, низкощелочного, умеренно натриевого и умеренно высокоглиноземистых перидотитов, пикритов, пикродолеритов и оливиновых меланогабброидов до умеренно магниевого, низкотитанистого, умеренно низкощелочного, натриевого и умеренно низкоглиноземистых долеритов, субофитовых габброидов и габброноритов. Конгадиабазы и гранофиры характеризуются относительно большей общей щелочностью, а также повышенной кислотностью, титанистостью и калиевостью. В породах мафитовой группы дацит-андезит-базальтовой ассоциации вмещающей толщи проявляются сходные петрохимические уклоны.

Анализ характера распределения элементов-примесей в породах комплекса выявил обогащенность их Ni, Cu, Cr, V, Cs, Rb, Th, U, Nd, Zr, La, Ce, Sm, Gd, Tb и обедненность Co, Eu, Ta, Nb, Hf, Sr, Ba (см. табл. 1, рис. 3). Для всех пород характерно слабо фракционированное распределение РЗЭ с незначительным преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми и наличием в ряде случаев отрицательной Eu-аномалии (рис. 4). Содержания легких РЗЭ в породах превышают их содержания в хондрите в 8—100 раз,

Рис. 2. Химический состав пород магматических комплексов района Каобанг в координатах Al_2O_3 — MgO , мас. %.

1–5 — Породы массивов комплекса Каобанг: 1 — лерцолиты, верлиты и пикриты, 2 — пикродолериты, оливиновые меланократовые габбро и габбронориты, 3 — долериты, мезократовые габбро и габбронориты, 4 — кварцевые долериты и конгадиабазы, 5 — гранофиры; 6, 7 — породы дацит-андезит-базальтового комплекса: 6 — базальты, 7 — андезиты и дациты; 8 — риолиты и туфолавы риолит-риодацит-гранофирового комплекса; 9 — положение точек эвтектик Di-An и Di-Ab в данных координатах [23]. На диаграмме также отражены вариации составов оливинов (Ol), плагиоклазов (Pl), клино- и ортопироксенов (MP, OP) из пород массивов комплекса Каобанг.



тяжелых — в 6—50 раз. Гранофиры, по сравнению с перидотитами, пикродолеритами, габброноритами и долеритами, более обогащены РЗЭ, но имеют тот же характер их распределения. Базальтоиды и их туфы вмещающей толщи идентичны по характеру распределения редких и РЗЭ габброидам и долеритам комплекса Каобанг, а риолиты и их туфы из риолит-риодацитовой ассоциации — гранофирам. Таким образом, по петрохимическим и геохимическим характеристикам породы комплекса Каобанг и пространственно сопряженные с ними вулканиты во многом сходны, что не противоречит возможности объединения их в вулканоплутоническую ассоциацию. В целом, по тем же параметрам лерцолит-габбронорит-долеритовый комплекс Каобанг близок к пермско-триасовым пикрит-долеритовым интрузиям Северо-Западного Вьетнама, Южного Китая, Индии, Норильского района Сибирской платформы в России и п-ова Лабрадор в Канаде [27].

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ОЦЕНКА СОСТАВА ИСХОДНОЙ МАГМЫ МАССИВА СУОЙКУН

В наиболее крупном и представительном массиве Суойкун отчетливо проявлена фазовая дифференциация и связанное с ней изменение состава пород по разрезу массива, что обусловило выбор этого объекта для модельных построений и оценки состава исходного расплава. Динамическая модель становления массива Суойкун [28, 29] построена в рамках конвекционно-кумуляционной гипотезы [30] с помощью программы „Pluton“ [31]. Пористость кумулуса оценивалась методом геохимической термометрии [30, 32].

Согласно проведенным расчетам, смена кумулусных минеральных парагенезисов при эволюции магмы в магматической камере происходит по схеме $Ol \rightarrow Ol + Pl \rightarrow Ol + Pl + CPx \rightarrow Pl + CPx + OPx$,

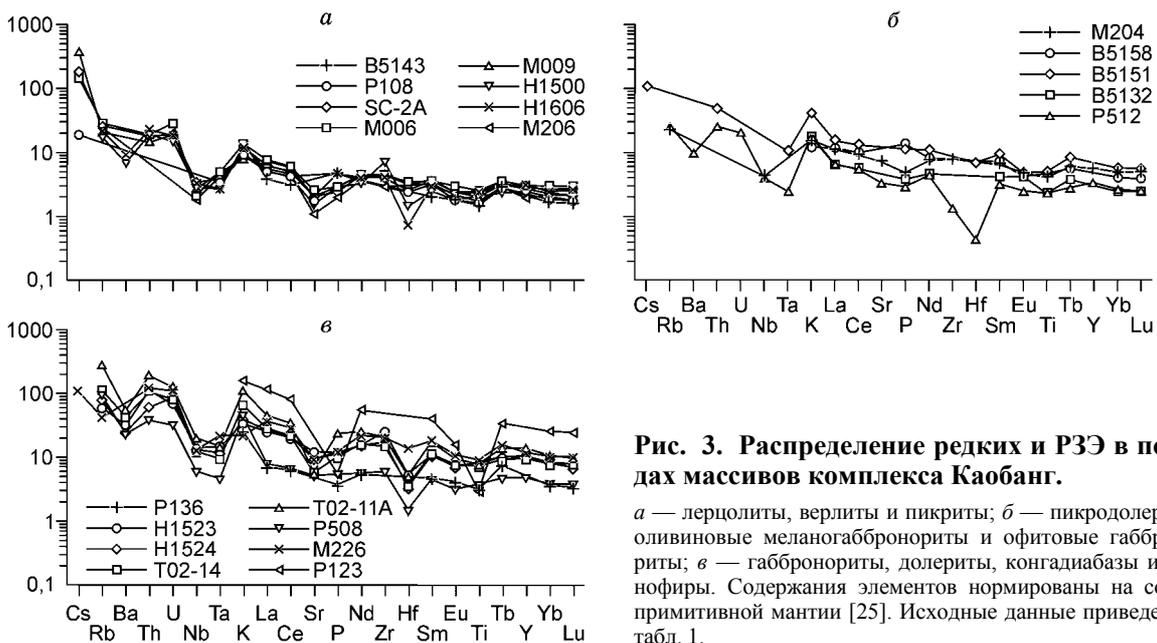


Рис. 3. Распределение редких и РЗЭ в породах массивов комплекса Каобанг.

а — лерцолиты, верлиты и пикриты; б — пикродолериты, оливиновые меланогаббронориты и офитовые габбронориты; в — габбронориты, долериты, конгадиабазы и гранофиры. Содержания элементов нормированы на состав примитивной мантии [25]. Исходные данные приведены в табл. 1.

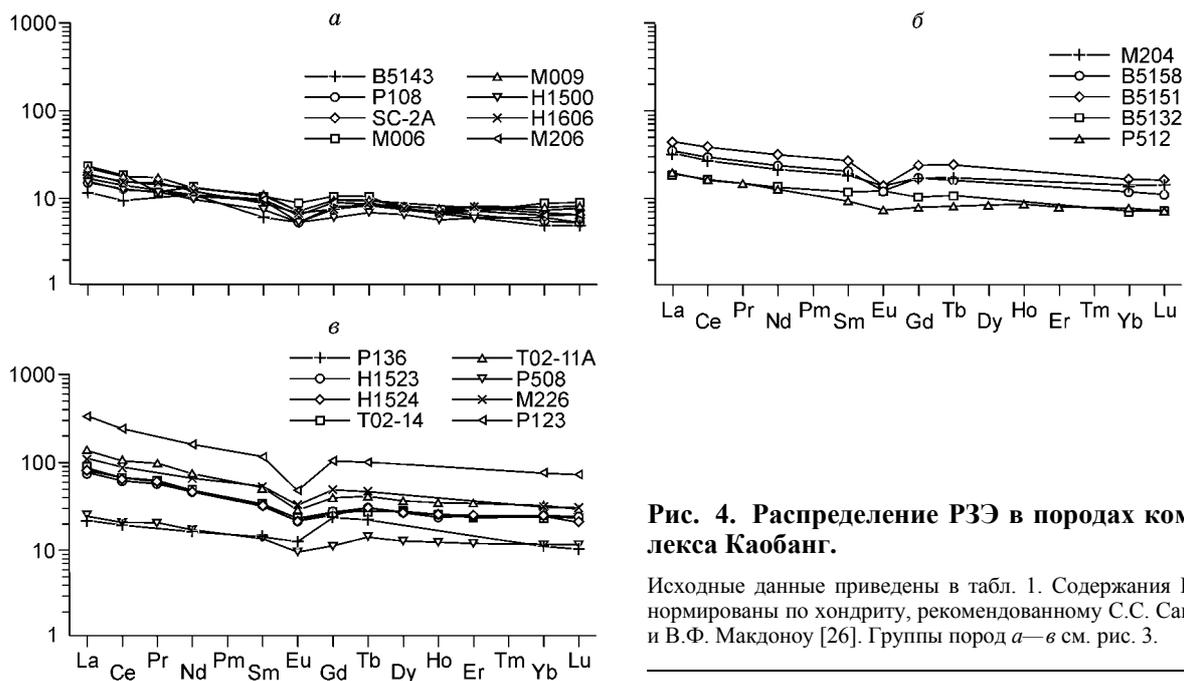


Рис. 4. Распределение РЗЭ в породах комплекса Каобанг.

Исходные данные приведены в табл. 1. Содержания РЗЭ нормированы по хондриту, рекомендованному С.С. Саном и В.Ф. Макдоноу [26]. Группы пород а—в см. рис. 3.

что соответствует наблюдаемой смене парагенезисов кумулусных минералов. Сомнения вызывает только позднее появление ортопироксена, постоянно присутствующего в плагиоперидотитах нижних горизонтов массива в виде крупных ксеноморфных кристаллов, содержащих округлые, лишенные огранки, реликты оливина. По данным геохимической термометрии, пересечение траекторий состава расплава при равновесной кристаллизации пары расплавов, отвечающих гарцбургиту и средневзвешенному составу вышележащих пород, наблюдается при температуре 1190 °С. Фазовый состав при этой температуре ОI ≈ 65 % плюс ≈35 % расплава. Появление ортопироксена наблюдается при 80 % закристаллизованности расплава, его объем при 90 % закристаллизованности расплава соответственно не может превышать 10 %, что явно ниже реально наблюдаемого содержания ортопироксена в породе. Такая плотность кумулуса не только противоречит данным геохимической термометрии, но и не согласуется с ее оценками для дифференцированных габброидных массивов [33]. Это позволяет предположить, что ортопироксен в породах нижних горизонтов массива имеет не кумулусную природу, а кристаллизовался на поздних стадиях становления интрузива за счет реакции кумулусного оливина с интеркумулусным расплавом.

Установлено, что пористость кумулуса в разрезе массива увеличивается от ≈35 % в нижней части до ≈50 % в его верхах. Это может быть связано либо с увеличением вязкости расплава на поздних стадиях формирования массива, что препятствует образованию плотной упаковки кумулусных зерен, либо с уплотнением (compaction) кумулуса под действием литостатического давления вышележащих кумулятивных слоев. Резкое же увеличение содержания кумулусных минералов в основании массива обусловлено образованием этой зоны по механизму направленной кристаллизации (режим примерзания по [30]) с нарастающей ролью „седиментации“ взвешенных в магме кристаллов. Переход режима направленной кристаллизации в кумулятивный режим происходит в массиве Суойкун при пористости кумулуса около 35 %, когда его поверхность отрывается от границы солидуса. Средневзвешенный состав пород массива Суойкун отвечает пикробазальту (%): SiO₂ = 48,75, TiO₂ = 0,92, Al₂O₃ = 12,16, FeO* = 10,69, MgO = 15,43, CaO = 9,66, Na₂O = 1,71, K₂O = 0,52, P₂O₅ = 0,16 (FeO* — все железо в виде FeO). Этот состав рассчитан интегрированием сводного разреза массива с кусочно-линейной интерполяцией содержания компонента в породе как функции от гипсометрической координаты в разрезе. Согласно построенной динамической модели становления массива кристаллизация магмы проходила в диапазоне 1260—1090 °С при давлении 1—3 кбар и активности кислорода, близкой буферу вюстит—магнетит. Следует отметить близость этих оценок температур кристаллизации магмы и температур кристаллизации породообразующих минералов, оцененных по пироксеновым и оливин-шпинелевому геотермометрам [14—16, 19, 20].

На рис. 5 сопоставляются наблюдаемые петрохимические характеристики пород в разрезе массива Суойкун с соответствующими параметрами динамической модели становления массива. Как видно, изменения химического состава пород по разрезу хорошо воспроизводятся рассчитанной моделью, а коэффициенты детерминированности и результаты дисперсионного анализа значительно превышают

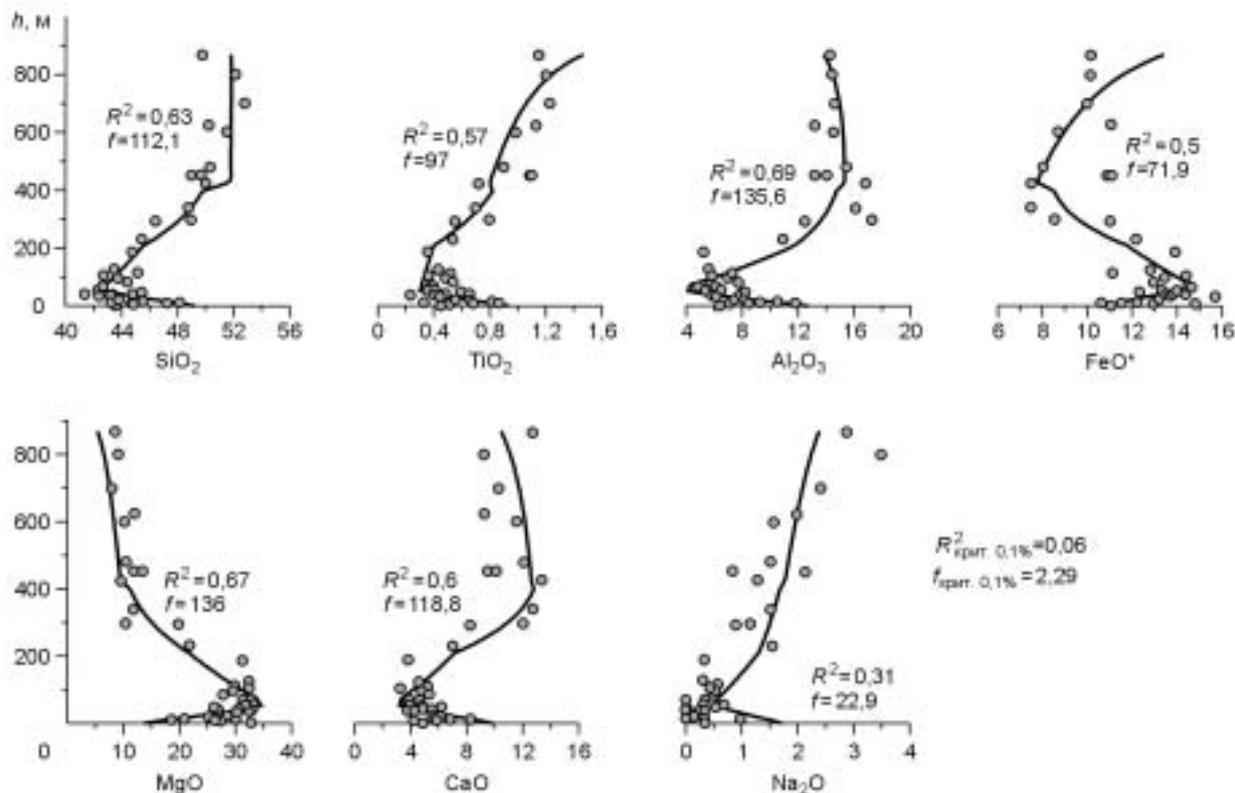


Рис. 5. Изменение состава пород по разрезу массива Суойкун (точки) в сопоставлении с изменением состава модельного кумюлята (сплошные линии).

Критические значения коэффициента детерминированности R^2 и дисперсионного отношения f даны для объема выборки $n = 38$. Состав пород, мас. %.

критические значения, что позволяет считать построенную модель адекватной с вероятностью ошибки много меньшей 0,1 % [35]. Из расчетов следует, что массив Суойкун мог образоваться в результате одноактного внедрения магмы, отвечающей составу пикробазальта.

О составе исходной для интрузивов комплекса магмы можно также судить по составу первичных расплавных включений в оливинах и хромшпинелидах из закалочных пикритов массива Суойкун. Они обнаружены и предварительно изучены А.И. Готовым и др. [22] и представлены округлыми глобулами стекла, в которых нередко присутствуют выделения газовой-жидкой фазы и иногда идиоморфные кристаллы хромшпинелида. В наиболее крупных включениях изредка развит пироксеновый микроспинифекс. Один тип таких первичных включений представлен стеклом с содержанием (%): $\text{SiO}_2 = 42,6\text{—}44,1$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10,2\text{—}10,4$, $\text{MgO} = 25,4\text{—}26,5$, $\text{CaO} = 0,9\text{—}1,3$ и высоким $\text{K}_2\text{O} = 3,9\text{—}5,9(?)$; встречаются стекла более кислые, высокоглиноземистые ($\text{SiO}_2 = 61,2\text{—}64,2$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20,7\text{—}22,8$, $\text{CaO} = 7,8\text{—}9,3$) и низкокалиевые ($\text{K}_2\text{O} = 0,2\text{—}1,6\%$). Сходное по составу включение обнаружено в хромшпинелиде. Появление расплавов такого состава, видимо, связано с контаминацией исходной магмы коровым материалом. Это хорошо согласуется с высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,709$ в лерцолитах массива Суойкун.

ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ПОРОДАХ МАССИВА СУОЙКУН

Платинометалльно-медно-никелевое оруденение, связанное с пермско-триасовыми ультраафит-мафитовыми комплексами Северного Вьетнама, рассматривалось в более ранних работах авторов преимущественно на материале по коматиит-базальтовому комплексу рифта Шонгда и расслоенным пегидотит-габбровым массивам комплекса Нуйчуа [3, 6]. Ниже приводится характеристика такого типа оруденения в комплексе Каобанг, затронутому в этих публикациях в меньшей степени.

Сульфидное оруденение, связанное с комплексом Каобанг, наиболее полно изучено в массиве Суойкун, где оно находится преимущественно в плагиоцерцолитах. Максимальные его проявления установлены в юго-западной части восточного блока этого массива [22]. Оруденение представлено интер-

стициальной вкрапленностью, содержание которой варьирует по разрезу массива в диапазоне от 3—7, реже до 10—15 % от объема породы. Среди сульфидов преобладают пирротин, пентландит и халькопирит, реже встречаются троилит и кубанит. С сульфидами ассоциируют хромшпинелиды, ильменит и магнетит. Оруденение характеризуется высокими концентрациями никеля по отношению к меди ($Ni/(Ni + Cu) = 0,70—0,88$), содержания которой в минерализованных участках иногда достигают 0,1 %. Для сульфидсодержащих лерцолитов характерны повышенные содержания ЭПГ. Имеющиеся аналитические данные свидетельствуют о палладиевой специализации этого оруденения. Содержания Au и Ag в целом невысокие (см. табл. 2). Наибольшие концентрации Pt и Pd установлены в плагиолерцолитах юго-западной части массива и в дайке офитового меланогаббро, прорывающей плагиолерцолиты. Кроме того, повышенные концентрации этих элементов отмечаются в закалочных пикритах юго-восточного контакта массива с убогой сульфидной минерализацией. В сульфидной фазе этих пикритов содержания благородных металлов достигают (г/т): Pt = 7,67, Pd = 18,58, Au = 26,55, Ag = 32,44 [22].

Сульфиды железа представлены преимущественно гексагональным пирротинном с отношением $Me/S = 0,88—0,92$, в редких случаях встречается троилит ($Me/S = 1—1,01$). Пирротин в лерцолитах содержит 0,08—0,23 % Ni и незначительные примеси Co и Cu (0,0n %). В пирротине из пикритов содержание Ni повышенное — 0,42—0,66 %. Пентландит в плагиолерцолитах представлен железистой разновидностью, а в закалочных пикритах и лерцолитах его состав отвечает собственно пентландиту ($Ni/Fe = 0,95—1,11$). Во всех изученных образцах пентландит имеет низкокобальтовый состав, хотя в пикритах содержания в нем кобальта примерно вдвое выше (0,83—1,32 мас. %), чем в пентландитах из лерцолитов. Микронзондовый анализ показал также отсутствие в пентландите заметных примесей палладия и серебра. Халькопирит близок по составу к халькопириту сульфидных вкрапленников центральной части изученного разреза, представленный типоморфной триадой главных сульфидов. В породах юго-западной части массива он становится более медистым (35,8—36,7 мас.% Cu), низкожелезистым и низкосернистым, нередко ассоциируя с кубанитом. Здесь же зафиксированы наибольшие содержания палладия, платины и золота (см. табл. 2). Содержание никеля в халькопирите из ассоциации с кубанитом также повышенное (0,47—0,57 мас.%), вероятно, за счет изоморфного замещения никелем железа. Кубанит в этой ассоциации обычно располагается в краевых частях сульфидных выделений, центральная часть которых сложена преимущественно пирротинном, реже пентландитом. Во вкрапленниках с преобладанием кубанита появляется халькопирит. Состав кубанита стехиометричен, он содержит относительно небольшую примесь никеля — 0,02—0,12 мас.%.

Распределение главных рудных металлов (ГРМ), ЭПГ и Au в ультраосновных породах связано главным образом с изменчивостью состава сульфидной составляющей и ее объемом. При анализе эволюции состава сульфидной фазы данные по халькофильным элементам пересчитывались на 100 %-й сульфид. Пересчеты показали, что платинометалльно-медно-никелевое оруденение комплекса характеризуется железо-никелевым трендом и не сопровождается сколько-нибудь закономерной зависимостью количества меди от содержаний в системе ГРМ и ЭПГ. Благороднометалльное оруденение имеет палладиевую специализацию, причем Pd в сульфидной системе концентрируется вместе с Ni на продвинутых стадиях кристаллизации сульфидов, что сопровождается обогащением оруденения Pt и Rh. Распределение Au и Ag в малой степени зависит от распределения ЭПГ и лишь в сульфидной фазе закалочных пикритов содержания всех благородных металлов заметно повышенные.

Приведенный материал показывает, что рассмотренный платиноидно-медь-никеленосный комплекс характеризует стадию развития сульфидно-силикатной системы слабодифференцированной по составу в силикатной части и обладающей высокотемпературными характеристиками сульфидной составляющей, такими как повышенная в целом железистость и устойчивый железо-никелевый тренд в распределении составов руд. Высокотемпературные условия сульфидного рудообразования, характерные для месторождений, связанных с коматиитовыми и пикритоидными магмами, хорошо согласуются с экспериментальными данными последнего десятилетия по сульфидным системам [36], показывающими, что коэффициент распределения между моносульфидным твердым раствором и остаточным расплавом $D = 0,07—1,90$ находится в обратной зависимости от температуры. При $T > 1000$ °C никель преимущественно концентрируется в остаточном расплаве, что должно отражаться в распределении составов руд месторождений в виде Fe-Ni трендов, что мы и наблюдаем для оруденения комплекса Каобанг. На минеральном уровне это согласуется с наличием среди сульфидов троилита и преимущественно железистым составом пентландита.

Рудно-магматическая система при формировании комплекса в сульфидной своей части характеризовалась относительно низким потенциалом серы, оценка которого, сделанная по составу пентландита [37], показывает, что $\lg f(S_2)$ для сульфидной системы в массиве Суойкун не превышал уровня (-11,1)—(-12,4) и лишь в краевых частях интрузива и в закалочных пикритах значения его повышались до (-9,4)—(-8,7). Это может быть связано как с повышенной концентрацией серы вдоль контактов интрузива с вмещающими породами, так и с кристаллизацией пентландита в более низкотемпературных условиях на фоне

повышения потенциала серы, что согласуется с распределением температурного поля при становлении интрузива и физико-химическими закономерностями фракционной кристаллизации сульфидных систем.

Поскольку сульфидное оруденение в перидотитах массива Суойкун является комплексным (наряду с никелем и медью здесь значительную роль играют благородные металлы, особенно ЭПГ) при анализе составов руд использована ранее разработанная для этих целей методика [38]. При этом для оценки характера распределения благородных металлов между различными типами руд использованы средние их содержания, нормированные по железистому типу руд. Относительно небольшие отклонения в данном случае нормированных значений всех благородных металлов от единицы свидетельствуют о слабой степени фракционирования сульфидного расплава. Платина и палладий согласованно концентрируются в более поздних фракциях сульфидной системы и соответствующих им типах оруденения. Относительная обогащенность платиной железистого типа руд может быть связана с появлением в системе ферроплатиновых сплавов, сосуществующих с моносульфидным твердым раствором. Образование сульфидов в перидотитах протекало в низкосернистых условиях, о чем свидетельствуют, согласно данным экспериментов в различных по серонасыщенности платиноидсодержащих сульфидных системах [39], нормированные значения по Rh, превышающие единицу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Лаосско-Вьетнамской складчатой области широко проявился позднепалеоэоко-мезозойский ультрамафит-мафитовый магматизм, который связан по времени формирования с траппами провинции Эмейшань на юге платформы Янцзы. В Северо-Восточном Вьетнаме (зона Шонгхием) к нему относится лерцолит-габбронорит-долеритовый комплекс Каобанг, продуктивный в отношении платинометалльно-медно-никелевого оруденения.

Модельные расчеты, произведенные на основе применения программного комплекса „Pluton“, и другие приведенные выше данные свидетельствуют о том, что становление массивов комплекса Каобанг происходило в малоглубинных условиях из пикробазальтового расплава. При этом габбро-долериты, долериты и конгадиабазы образовались, согласно расчетам, в результате внутрикамерной дифференциации этого расплава. Учитывая тот факт, что насыщение пикробазальтового расплава серой и выделение сульфидной жидкости происходило до начала кристаллизации силикатного расплава, можно предполагать накопление сульфидов в промежуточных камерах. На реальность такого процесса указывает присутствие крупных капель, обогащенных ЭПГ, сульфидов в дайках габброидов, прорывающих лерцолиты.

Полученные данные существенно расширяют перспективы рассмотренного региона в отношении медно-никелевого и платинометалльного оруденений. Такое заключение подтверждается также тем, что близкие по составу и возрасту массивы на смежной территории Китая (Лимахэ, Пайюньцунь, Джанг Баошань и другие) вмещают промышленные месторождения сульфидных медно-никелевых руд нередко с повышенными содержаниями ЭПГ [1, 2]. Этот вывод усиливается установленным сходством комплекса Каобанг с пермско-триасовыми пикрит-долеритовыми интрузиями траппов платформы Янцзы Южного Китая [7] и Норильского района Сибирского кратона [40—44].

Авторы признательны профессору Нгуен Тронг Йему, оказавшему большую помощь в организации экспедиционных исследований, а также В.И. Богнинову, Чан Куок Хунгу, Буй Ан Ньену, Ву Ван Ван и другим вьетнамским коллегам, принимавшим участие в геологических исследованиях массивов комплекса Каобанг.

Работа выполнена при поддержке совместного международного проекта ИГН ВАНТ и ИГГМ РАН „Внутриплитный магматизм Северного Вьетнама и связанная минерализация“, проектов РФФИ (№ 03-05-65088, 04-05-64439 и 05-05-64504), ВМТК ОИГГМ СО РАН № 1732 и научной школы НШ-1573.2003.5, интеграционного проекта СО РАН № 6.11, а также проекта фундаментальных исследований Вьетнама № 71.11.04.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Fang Hua, Yao Jiadong, He Daqui, Jiang Qinsheng.** The significance of deep-seated magmatic differentiation in the rock- and ore-forming processes of copper-nickel sulfide deposits — exemplified by the Limahe copper-nickel sulfide deposit of Sichuan Province // *Acta Geologica Sinica*, 1985, № 2, p. 141—154.
2. **Shi Guan-Jing.** A preliminary study on the metallogenic model of magmatic copper-nickel sulfide ores in China // *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. Peking, Regional presentations, 1986, p. 325—358.
3. **Poliakov G.V., Balykin P.A., Tran Trong Hoa va nnk.** Cac thanh tao mafic-sieu mafic pecmi-triat mien bac Viet Nam. (chu bien G.V. Poliakov, Nguyen Trong Yem). Nha xuất ban khoa hoc va ky thuat, Tran Hung Dao, Ha Noi, 1996, 173 tr. (In Vietnamese).

4. Поляков Г.В., Балыкин П.А., Глотов А.И. и др. Пермотриасовая ассоциация высокомагнезиальных вулканитов зоны Шонгда (Северо-Западный Вьетнам) // Геология и геофизика, 1991 (9), с. 3—14.
5. Поляков Г.В., Балыкин П.А., Чан Чонг Хоа и др. Эволюция мезозойско-кайнозойского магматизма рифта Шонгда и структур его обрамления (Северо-Западный Вьетнам) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (6), с. 695—706.
6. Поляков Г.В., Чан Чонг Хоа, Акимцев В.А. и др. Рудно-геохимическая специализация пермотриасовых ультрамафит-мафитовых комплексов Северного Вьетнама // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (10), с. 1474—1487.
7. Fang Nianqiao and Niu Vaoling. Late Paleozoic ultramafic lavas in Yunnan, SW China, and their geodynamic significance // J. Petrol., 2003, v. 44, № 1, p. 141—157.
8. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D. et al. Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics // Tectonophysics, 2002, v. 351, № 1—2, p. 3—39.
9. Leloup P.H., Lacassin R., Tapponnier P. et al. The Ailao Shan — RRSZ (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina // Tectonophysics, 1995, v. 251, p. 3—84.
10. Довжиков А.Е., Буй Фу Ми, Василевская Е.Д. и др. Геология Северного Вьетнама. Ханой, Вьетнам, Наука и Техника, 1965, 668 с.
11. Geology of Viet Nam. V. 11: Magmatic formations / Eds. Tran Due Luong, Nguyen Xuan Bao. 1995, 360 p. (In Vietnamese).
12. Riamdin N.V. Tim kiem Ni o Cao Bang. Luu Tru Vien thong tin tu lien dia chat. Ha Noi, 1960, 20 tr. (In Vietnamese).
13. Изох А.Э., Поляков Г.В., Чан Чонг Хоа и др. Пермотриасовый ультрамафит-мафитовый магматизм Северного Вьетнама и Южного Китая как проявление плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 942—951.
14. Wood J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex system // Contr. Miner. Petrol., 1973, v. 42, № 2, p. 109—124.
15. Wells P.R. Pyroxene thermometry in simple and complex system // Contr. Miner. Petrol., 1967, v. 62, p. 129—139.
16. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Miner., 1983, № 68, p. 477—493.
17. Октябрьский Р.А., Хоанг Хью Тхань, Сапин В.И., Натарова З.С. О субвулканических гипербазах зоны Сонгхием (Вьетнам) // Офиолиты восточной окраины Азии. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1986, с. 66—68.
18. Плаксенко А.Н. Типоморфизм аксессуарных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1989, № 13, 88 с.
19. Fabrice J. Spinel-olivine geothermometry in the peridotites from ultramafic complexes // Contr. Miner. Petrol., 1979, v. 69, p. 329—336.
20. Jackson E.D. Primary textures and mineral association in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana // US Geol. Surv. Prof. Paper., 1961, № 358, p. 1—106.
21. Roeder P.L., Emslie R.E. Olivine-liquid equilibrium // Contr. Miner. Petrol., 1970, v. 29, p. 275—289.
22. Glotov A.I., Polyakov G.V., Tran Trong Hoa et al. The Late Permian Cao Bang PGE-Cu-Ni-bearing complex of the Song Hien structure, Northeastern Viet Nam // J. Geol., 2004, Series B, № 23, p. 89—98.
23. Элгерс Е.Г. Интерпретация фазовых диаграмм в геологии. М., Мир, 1975, 299 с.
24. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формации. Новосибирск, Наука, 1982, 281 с.
25. McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood Jagouts A.E., and Hofmann A.W. Potassium, rubidium and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth // Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, v. 56, p. 1001—1012.
26. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Lond. 1989, Spec., Publ. 42, p. 313—345.
27. Балыкин П.А., Петрова Т.Е. Формационные типы и составы исходных расплавов коматиит-базальтовых, пикрит-базальтовых и пикрит-долеритовых комплексов // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4 (Материалы Всероссийской петрографической конференции, ред. А.И. Чернышов). Томск, 2004, с. 177—181.
28. Балыкин П.А., Лавренчук А.В., Петрова Т.Е. Формационные типы перидотит-габбровых массивов внутриконтинентальных подвижных поясов, составы исходных расплавов и их эволюционный тренд // Литосфера, 2004, № 1, с. 3—20.

29. **Васюкова Е.А.** Решение петрологических задач математическими методами (на примере массива Суойкун, Северный Вьетнам) // Вторая сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле (г. Новосибирск, 1—3 декабря 2004 г.): Тез. докл. Новосибирск, 2004, с. 33—35.
30. **Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др.** Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М., Наука, 1988, 216 с.
31. **Лавренчук А.В.** Программа для расчета динамики внутрикамерной дифференциации основной магмы „Pluton“ // Вторая сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле (г. Новосибирск, 1—3 декабря 2004 г.): Тез. докл. Новосибирск, 2004, с. 105—106.
32. **Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др.** Геохимическая термометрия магматических пород — принципы метода и примеры применения // Геохимия, 1987, № 11, с. 1546—1562.
33. **Шарапов В.Н., Черепанов А.Н.** Динамика дифференциации магм // Труды ИГиГ СО АН СССР, Вып. 642. Новосибирск, Наука, 1986, 188 с.
34. **Naslund H.R., McBirbey A.R.** Mechanism of formation of igneous layering // Layered intrusions. University of the Witwatersrand, Department of Geology, WITS, South Africa, Elsevier, 1996, v. 5, p. 1—43.
35. **Лавренчук А.В.** Критерии адекватности математических моделей динамики становления интрузий // Строение литосферы и геодинамика (Материалы XXI всероссийской молодежной конференции, г. Иркутск, Ин-т земной коры). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, с. 162—164.
36. **Barnes S.J., Makovicky M. et al.** Partition coefficients for Ni, Cu, Pd, Pt, Rh, and Ir between monosulfide solid solution and sulfide liquid and the formation of compositionally zoned Ni-Cu sulfide bodies by fractional crystallization of sulfide liquid // Canad. J. Earth Sci., 1997, v. 34, p. 366—374.
37. **Косяков В.И., Синякова Е.Ф., Шестаков В.А.** Зависимость фугитивности серы от состава фазовых ассоциаций системы Fe—FeS—NiS—Ni при 873 К // Геохимия, 2003, № 7, с. 730—740.
38. **Глотов А.И., Кривенко А.П., Поляков Г.В., Уварова Е.А.** Петрология сульфидного медно-никелевого месторождения Колотонк (Северо-Западный Китай) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (11), с. 990—1001.
39. **Li C., Barnes S.J., Makovicky M. et al.** Partition of Ni, Cu, Ir, Rh, Pt and Pd between monosulfide solid solution and sulfide liquid: effects of composition and temperature // Geochim. Cosmochim. Acta, 1996, v. 60, p. 1231—1238.
40. **Соболев В.С.** Петрология траппов Сибирской платформы // Петрология траппов. Избранные труды. Новосибирск, Наука, 1986, с. 6—174.
41. **Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.** Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса // Труды ИГиГ СО АН СССР, Вып. 166. Новосибирск, Наука, 1975, 270 с.
42. **Золотухин В.В., Виленский А.М., Васильев Ю.Р. и др.** Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности // Труды ИГиГ СО АН СССР, Вып. 574. Новосибирск, Наука, 1984, 206 с.
43. **Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А.** Многообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы) // Труды ИГиГ СО АН СССР, Вып. 739. Новосибирск, Наука, 1989, 246 с.
44. **Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.** Магматические образования Норильского района, Т. 1. Новосибирск, Нонпарель, 2000, 407 с.

*Рекомендована к печати 20 июля 2005 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию
14 апреля 2005 г.*