

## NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 5, Number 425 (2017), 55 – 68

**V. G. Stepanets<sup>1</sup>, V. L. Levin<sup>2</sup>**<sup>1</sup>RCMIR\_COM, Germany,<sup>2</sup>K. I. Satpaev IGS, Almaty, Kazakhstan.

E-mail: wladimir@stepanez.de, levin\_v@inbox.ru

**COMPARATIVE ANALYSIS OF SPINEL GROUP MINERAL  
COMPOSITION WITHIN PICRITE AND PICRITIC DIABASE ROCKS  
OF THE KARATURGAI COMPLEX IN NORTHERN ULYTAU  
(WESTERN PART OF CENTRAL KAZAKHSTAN)**

**Abstract.** The accessory spinel group minerals derived from picrite, and from the picritic diabase of the Karaturgai complex are studied using energy dispersive spectrometer INCA ENERGY. Two generations of accessory ferrosphinel are distinguished. They differ in decomposition structures of the solid solutions and in chemical composition. Ferrosphinel of the first generation is represented by the decay structure of the ilmenite-titanohematite series with isomorphism of two- and three-valent cations. The second-generation ferrosphinel is represented by the manganoilmenite-titanohematite series decay structure. Hematite, as is known, is formed in the environment of high oxidation potential and can be taken as a direct evidence of the rock formation within hypabyssal conditions. The hypabyssal nature of the rocks of the Karaturgai complex is indicated also by the low level of the magnesium concentration in ilmenite within picrite and its full absence in manganoilmenite from picritic diabase. The revealed crosswise geochemical zonation of chrome-spinel derived from picrite, that allocated towards the sill's footwall, is apparently a result of the picrite melt equilibrium crystallization, caused by a gradual decrease in temperature.

**Key words:** Ulytau, Kazakhstan, picrite basalts, diabases, manganoilmenites, titanohematites, ilmenites, copper–nickel sulfide ores, Neoproterozoic.

УДК 552.323.6(574.3)

**В. Г. Степанец<sup>1</sup>, В. Л. Левин<sup>2</sup>**<sup>1</sup>RCMIR\_COM, Germany,<sup>2</sup>ИГН им. К. И. Сатпаева, Алматы, Казахстан**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВОВ МИНЕРАЛОВ  
ГРУППЫ ШПИНЕЛИ ПИКРИТОВ И ПИКРИТОВЫХ ДИАБАЗОВ  
КАРАТУРГАЙСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО УЛЫТАУ  
(ЗАПАД ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА)**

**Аннотация.** Нами с помощью энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY были изучены акцессорные минералы группы шпинели из пикрита, тяготеющего к подошве силла, а также из пикритового диабазы, слагающего его кровлю. Выделено две генерации акцессорной феррошпинели в пикрите и пикритовом диабазе каратургайского комплекса, которые различаются структурами распада твердых растворов и химическим составом. Феррошпинель первой генерации представлена структурой распада ильменит–титаногематитовой серии с изоморфизмом двух и трехвалентных катионов, а феррошпинель второй генерации – структурой распада манганойльменит – титаногематитовой серии. Гематит, как известно, образуется в среде с высоким окислительным потенциалом кислорода, что является прямым свидетельством формирования содержащих их пород в гипабиссальных условиях. На гипабиссальную природу пород каратургайского комплекса

указывает низкий уровень концентрации магния в ильмените пикрита и полное его отсутствие в манганоильмените пикритового диабаз. Выявленная поперечная геохимическая зональность хромшпинели пикрита, тяготеющего к подошве силла, по-видимому, является результатом равновесной кристаллизации пикритового расплава, обусловленной постепенным понижением температуры.

**Ключевые слова:** Улытау, Казахстан, пикриты, диабазы, медно-никелевые сульфидные руды, палладий, платина, неопротерозой.

**Введение.** На западе Центрального Казахстана в бассейне реки Каратургай (рисунок 1) давно известны основные и ультраосновные породы [1-3], генезис которых и сегодня не имеет однозначного решения.

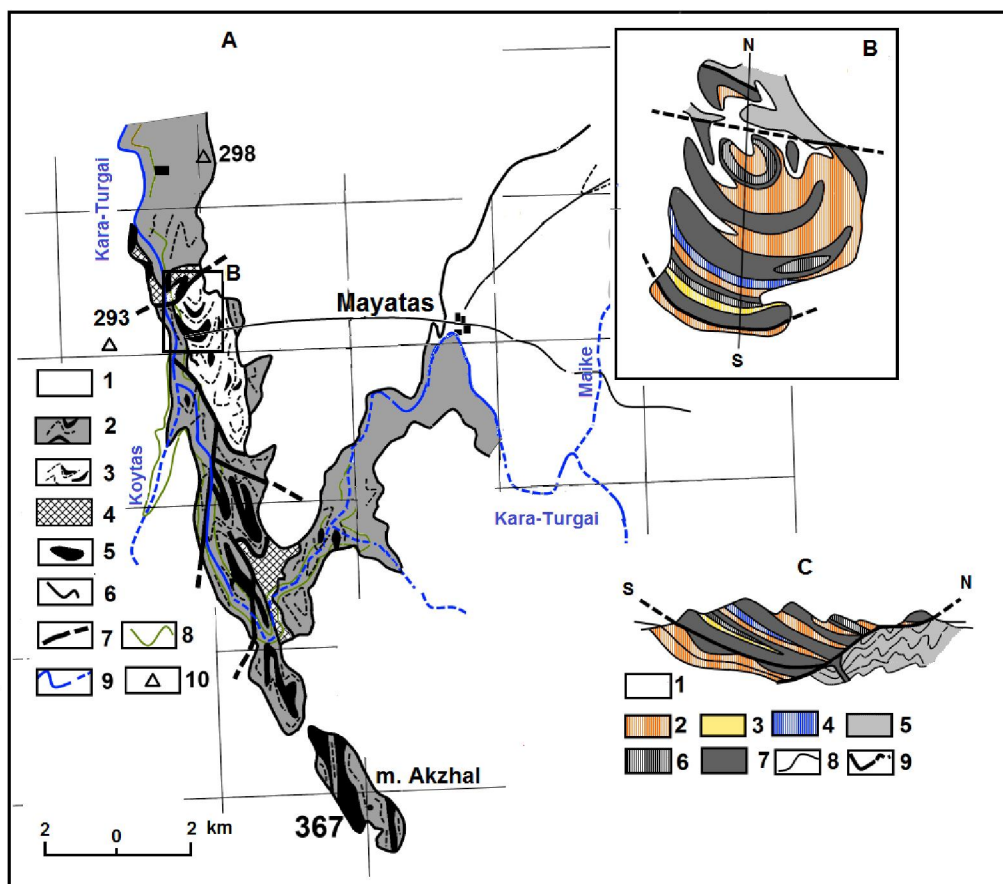


Рисунок 1 –

- А. Схема геологического строения района среднего течения р. Кара-Тургай по И. И. Вишневецкой и И. Ф. Трусовой [2] с изменениями и дополнениями авторов: 1 – кайнозойские отложения; 2–3 карсакапайская серия (мезопротерозой): 2 – толща метабазальтов, реже андезитов с подчиненными горизонтами мусковито-кварцитовых и кварцитовых сланцев, 3 – толща пестроцветных туфов кварцевых альбитофиров и пепловых полосчатых туфов среднего состава; 4 – мусковито-альбитовые и графитовые сланцы, альбитовые гнейсы и микрогнейсы аралбайской серии (PR<sub>1</sub>ar); 5 – каратургайский диабаз-пикритовый комплекс (PR<sub>3</sub>k); 6 – геологические границы; 7 – тектонические нарушения; 8 – топографические изолинии; 9 – река Кара-Тургай и ее притоков Койтас и Майке; 10 – тригонометрические высоты.

Figure 1 – A. Geological aspects scheme at the middle reaches of Kara-Turgai river [2] with authors' edits and additions.

Схема геологического строения Каратургайского массива (B) и разрез SN (C) через центральную часть массива построены по материалам Н. П. Михайлова, Ю. Л. Семенова [1], И. И. Вишневецкой и И. Ф. Трусовой [2], О. Б. Бейсеев [6] с изменениями и дополнениями авторов: 1 – кайнозойские отложения; 2–4 – карсакапайская серия (мезопротерозой):

- 2 – туфы кварцевых альбитофиров, 3 – полосчатые туфы среднего состава; 4 – туфы основного состава; 5 – графито-альбитовые сланцы аралбайской серии (палеопротерозой PR<sub>1</sub>ar); 6–7 – каратургайский диабаз-пикритовый комплекс: 6 – кварцевые диабазы, диабазы, 7 – пикритовые диабазы, пикриты, апопикритовые серпентиниты, преимущественно шаровые, порфириовидные; 8 – геологические границы; 9 – разрывные нарушения и надвиги.

Geological aspects scheme of the Karaturgai block (B) and the SN cross-section through the central part of the block (C), based on materials [1-3] with authors' emendations and additions

Авторы настоящей статьи разделяют точку зрения Н. П. Михайлова и Ю. Л. Семенова [1, 4] на природу основных и ультраосновных пород Западно-Улытауского пояса и в его составе выделяют [5] два гипабиссальных комплекса: на севере – каратургайский диабаз-пикритовый, а на юге – белеутинский феррогаббронорит-диабаз-пикритовый.

Каратургайский комплекс сложен апопикритовыми серпентинитами, пикритами, пикритовыми диабазами, диабазами и кварцевыми диабазами. Породы комплекса слагают небольшие гипабиссальные тела, имеющие, как правило, форму крупных и мелких межпластовых залежей (рисунок 1). Довольно часто силлы залегают в замках неопротерозойских метаморфических толщ карсакпайской и боздакской серии, в единичных случаях образуют дайки в составе мезопротерозойских толщ. Аналогов пикритов и ассоциирующих с ними диабазов в составе палеозойских толщ хр. Улытау не обнаружено.

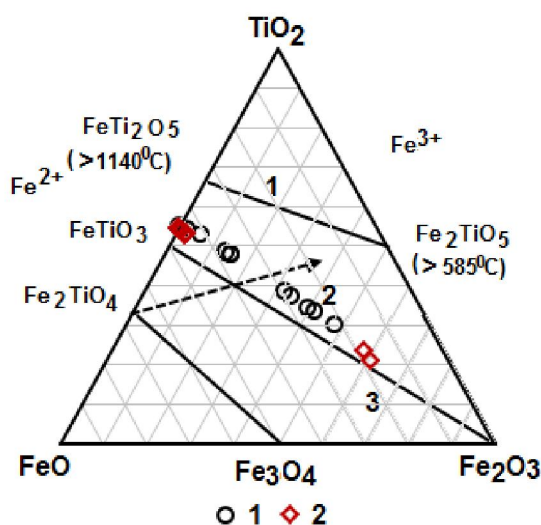


Рисунок 2– Система железотитановых окислов с главными фазами и сериями твердых растворов. Серии: 1 – псевдобрукита, 2 – ильменит – титаногематита, 3 – ульвошпинель – титаномagnetита. Пунктирная линия – тренд окисления [7]. Феррошпинель: 1 – пикрита, 2 – пикритового диабаз каратургайского комплекса.

Figure 2 – Pattern of iron-titanium oxides with main phases and series of solid solutions.

Нами были изучены акцессорные минералы группы шпинели пикрита, тяготеющего к подошве силла, а также пикритового диабаз, слагающего его кровлю.

Ниже будут рассмотрены их химические особенности в связи с их ассоциацией с платино-медно-никелево-свинцово-цинковой, редкоземельной минерализацией и возможными процессами кумулятивного расслоения пикритовой магмы.

**Методы исследования.** Состав акцессориев каратургайского диабаз-пикритового комплекса был изучен в лаборатории минералогии ТОО ИГН (Алматы) с помощью энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY, фирмы OXFORD INSTRUMENTS, Англия, установленного на электронно-зондовый микроанализатор Superprobe 733, фирмы JEOL, Япония (ускоряющее напряжение 25 кВ, ток зонда 25 нА, диаметр зонда 1–2 мкм). В качестве образцов сравнения использовали: для Si - ( $\text{SiO}_2$ ), Ti - ( $\text{TiO}_2$ ), Al - ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), Fe - ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), Mn - ( $\text{MnO}$ ), Mg - ( $\text{MgO}$ ), Cr - ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), V - ( $\text{V}_2\text{O}_5$ ), Zn - ( $\text{Zn}$ ). Результаты анализов нормировали на 100%. Все фото были выполнены в режиме обратно-рассеянных электронов, в котором контраст на изображении зависит от среднего атомного номера фазы  $\bar{Z}$ . Чем больше  $\bar{Z}$ , т. е. чем больше тяжёлых элементов, тем светлее эта фаза на изображении.

**Результаты исследований.** Нами впервые в составе пикритов и пикритовых диабазов каратургайского комплекса выделено две генерации минералов группы феррошпинели, которые различаются структурами распада твердых растворов и химическим составом (рисунок 2). Феррошпинель первой генерации представлена структурой распада ильменит – титаногематитовой серии

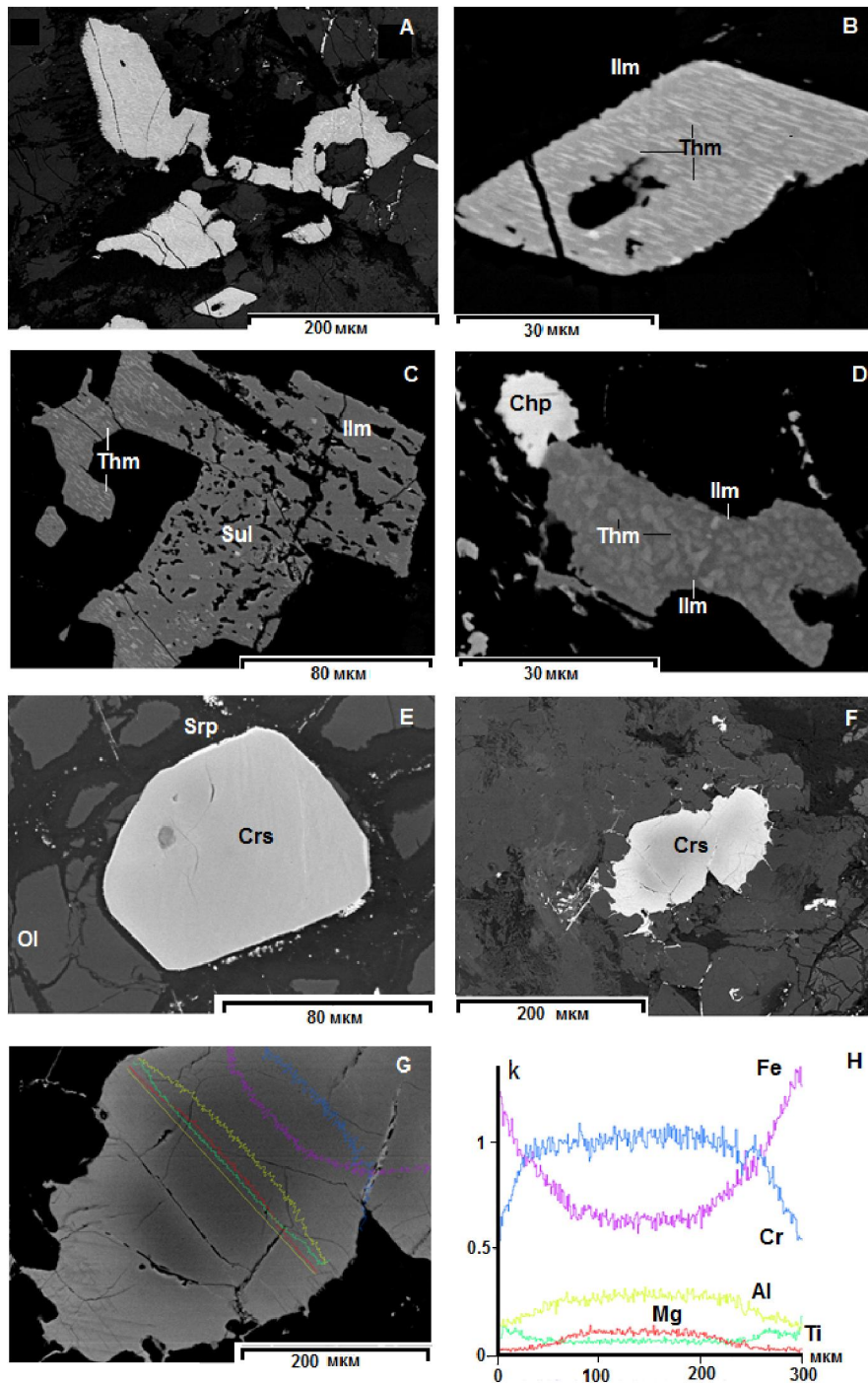


Рисунок 3 – Фото в обратно-рассеянных электронах участков шлифа пикрита каратургайского комплекса. А-С. Структуры распада твердых растворов ильменита. Параллельно ориентированные ламели титаногематита (светло-серое) в матрице ильменита (серое). С. Ярко-белое зернышко прямоугольной формы вероятно представлено сульфидом (Sul) меди-цинка ( $\text{CuZnS}_2$ ), в состав которого входят Ni, W, V Mn. D. Нам удалось получить поперечный срез ламелей титаногематита (светло-серое) в ильменитовой матрице, которые имеют форму неправильных и нередко округленных многогранников во многих случаях тесно прижатых друг к другу. Обладает ли аналогичной структурой манганоильменит пикритового диабаз, нам установить не представилось возможным. В верхнем левом углу кристалл халькопирита (Chp). Темная масса – это силикатные минералы пикрита. Е-Ф. Формы нахождения хромшпинели (светло-серое зерно в распадае ярко-белые). Интерстиции между силикатными минералами выполнены ксеноморфным зерном хромшпинели с явно выраженной структурой распада твердого раствора. H. Диаграммы распределения Cr-Fe-Mg-Al-Ti в зерне ксеноморфной хромшпинели по профилю на рисунке G.

Figure 3 – Backscattered electron image of picrite polished sections of the Karaturgai complex.

с изоморфизмом двух и трехвалентных катионов, а феррошпинель второй генерации представлена структурой распада манганоильменит – титаногематитовой серии. Хромшпинель отвечает субферриалюмохромиру, реже ферриалюмохромиру и оба они имеют невысокую и относительно постоянную хромистость.

**Шпинели пикритов.** Ильменит ( $\text{FeTiO}_3$ ) обладает структурой распада ильменит – титаногематитовой серии с изоморфизмом двух и трехвалентных катионов:  $\text{Mg}^{2+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mn}^{2+}$ ;  $\text{Cr}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{V}^{3+}$ , а также и  $\text{Ti}^{+4}$ . Такая структура распада ильменита обнаружена только в составе рудосодержащего пикрита. Ильменит (таблица 1, 1-11) обогащен  $\text{MnO}$  (<3.90%),  $\text{MgO}$  (1.08%),  $\text{V}_2\text{O}_3$  (<0.85%),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (<0.40%),  $\text{CaO}$  (<0.19%), что позволяет рассматривать его как манганоильменит обогащённый магнием.

Титаногематит ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) представлен ламелями, количество которых достигает 80-90 % от общего объёма зерен манганоильменита, их форма и размер отображены на рисунке 3 (А, В). Состав изученных ламелей, как и матрикса, крайне непостоянный (таблица 1, 1-11).

Таблица 1 – Составы распада твердых растворов ильменита (мас. %) пикрита (1-11) и манганоильменита и титаногематита пикритового диабаз (12-25) каратургайского комплекса

1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ п/п	Минерал	$\text{TiO}_2$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	$\text{CaO}$	$\text{V}_2\text{O}_3$
Ламели – матрикс								
1	Титаногематит	30.40	66.04	1.46	0.32	0.52	0.13	1.14
2	Манганоильменит	38.23	57.82	1.95	0.61	0.40	0.15	0.85
3	Манганоильменит	46.58	49.15	2.90	0.75	0.05	0.16	0.41
4	Манганоильменит	50.43	44.89	3.09	0.85	0.10	0.27	0.36
5	Манганоильменит	46.09	49.35	2.81	0.84	0.27	0.23	0.42
6	Манганоильменит	36.95	59.21	1.91	0.60	0.35	0.19	0.79
7	Титаногематит	33.51	62.80	1.71	0.37	0.34	0.08	1.19
8	Манганоильменит	46.27	49.36	2.53	1.08	0.03	0.08	0.65
9	Титаногематит	33.95	61.39	2.00	0.31	0.37	0.16	0.83
10	Манганоильменит	52.03	43.86	3.14	0.51	0.06	0.13	0.27
11	Манганоильменит	52.82	43.45	2.91	0.25	0.27	0.10	0.20
Ламели								
12	Титаногематит	22.23	76.33	1.44				
13	Титаногематит	24.30	73.57	1.47				0.66
Матрикс								
14	Манганоильменит	51.62	44.25	3.44			0.69	
15	Манганоильменит	51.45	45.32	3.23				
16	Манганоильменит	52.44	44.41	3.15				
17	Манганоильменит	52.27	44.47	3.26				
18	Манганоильменит	52.68	44.43	2.89				
19	Манганоильменит	51.98	44.03	3.39				0.60
20	Манганоильменит	51.54	45.19	3.27				
21	Манганоильменит	52.70	44.19	3.11				
22	Манганоильменит	52.50	44.07	3.43				
23	Манганоильменит	52.65	44.02	3.33				
24	Манганоильменит	52.38	44.49	3.13				
25	Манганоильменит	52.74	43.95	3.31				

**Хромшпинель** представлена идиоморфными зернами (рисунок 4 (E)) и резко ксеноморфными зернами (рисунок 4 (F)), выполняющими неправильные промежутки между идиоморфными зернами оливина и пироксена. Нередко можно наблюдать, как хромшпинель проникает по трещинам в силикатные минералы. Кристаллы хромшпинели имеют четко выраженную зональность в распределении Fe, Ti и Cr, Al, Mg (рисунок 4 (H)). Кайма зерен характеризуется повышенными содержаниями Fe, Ti на фоне резкого обеднения Cr и относительно незначительного снижения концентраций Al, Mg.

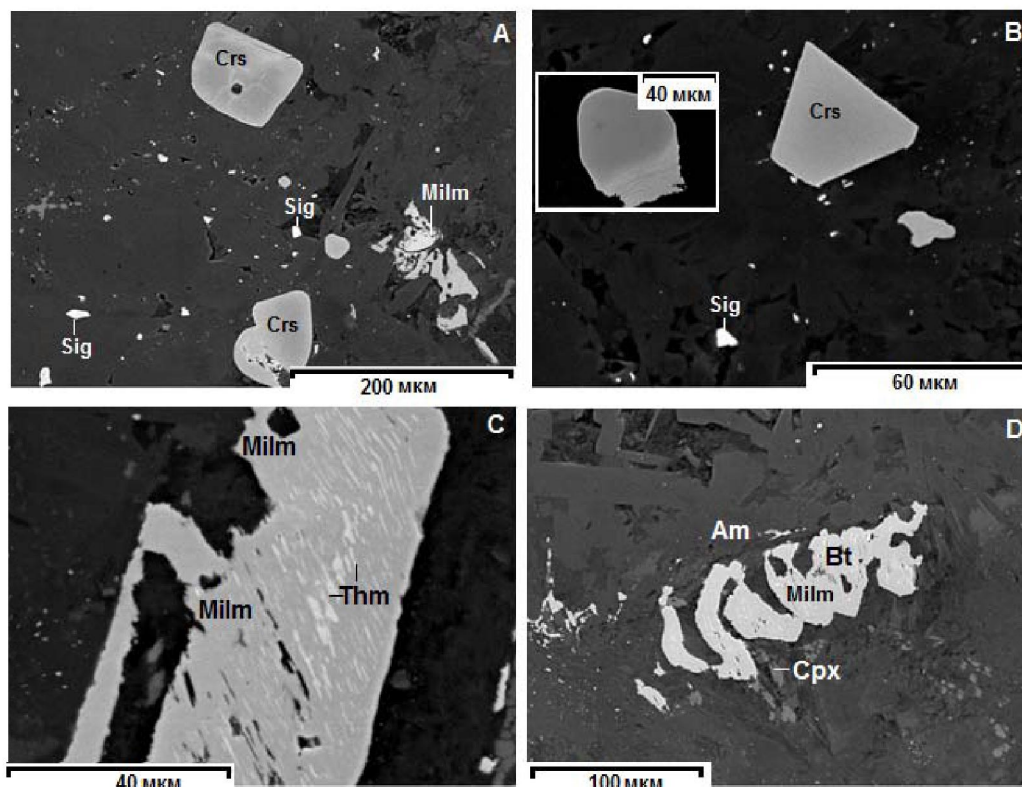


Рисунок 4 – Фото в обратно-рассеянных электронах участков шлифа пикритового диабаз каратургайского комплекса. А-В. Формы нахождения шпинели. Crs – хромшпинель; Sig – зигенит; Bt – биотит; Am – амфибол; Cpx – клинопироксен. С-Д. Структуры распада твердых растворов. Параллельно ориентированные пластинки – титаногематит (Thm – светло-серое) в матрице манганоильменита (Milm – ровное серое поле). На вставке к рисунку В показан пример распада твердых растворов в хромшпинели (светло-серая ребристая область в правой нижней части зерна).

Figure 4 – Backscattered electron image of picrite diabase polished sections of the Karaturgai complex

Согласно классификации Н. В. Павлова [8] хромшпинель (таблица 2) отвечает субферриалюмохромииту ( $Cr_2O_3=41.72-45.80\%$ ,  $Al_2O_3=16.63-16.67\%$ ), реже ферриалюмохромииту ( $Cr_2O_3=38.65\%$ ,  $Al_2O_3=11.60\%$ ) и оба они имеют невысокую и относительно постоянную хромистостью ( $Cr/(Cr+Al)=0.66-0.69$ ), но их магниальность ( $Mg\#=0.06-0.44$ ) изменяется в относительно широких пределах. Ксеноморфные и идиоморфные кристаллы субферриалюмохромиита редко обогащены  $V_2O_5$  ( $<0.87\%$ ) и  $ZnO$  ( $<1.74\%$ ). Узкие каймы, опоясывающие хромшпинели представлены хроммагнетитом. Зерна субферриалюмохромиита рассечены прожилками магнетита.

**Шпинели пикритового диабаз.** Манганоильменит (таблица 1, 12-25) по химическому составу близок к стехиометрической формуле ильменита ( $FeTiO_3$ ), однако он содержит довольно высокие концентрации марганца ( $MnO=2.89-0.344\%$ ). По отношению к манганоильмениту пикрита он не содержит  $MgO$ ,  $Cr_2O_3$  и крайне редко в нём встречаются  $V_2O_5$  и  $CaO$ . Структуры распада их твердых растворов отображены на рисунке 4 (C - D).

**Титаногематит** (таблица 1) относительно манганоильменита пикрита обогащен  $Fe_2O_3$  ( $<76.33\%$ ), но содержит меньше  $TiO_2$  ( $<24.30\%$ ) и  $MnO$  ( $<1.47\%$ ).

Таблица 2 – Состав хромшпинели (мас. %) пикрита каратургайского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO <sub>2</sub>	1.43	1.51	1.37	1.60	1.27	1.10	1.18	1.37	1.32	1.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.26	15.48	15.63	14.73	14.34	14.12	13.50	14.00	13.20	13.87
FeO	25.76	26.49	25.45	26.83	30.47	30.83	33.28	33.46	38.12	35.90
MnO										0.92
MgO	11.30	10.95	11.08	11.22	8.28	7.56	6.58	7.01	4.70	4.27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	46.25	45.57	46.46	45.63	45.64	46.39	45.46	44.16	42.66	43.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.94	8.035	7.233	8.894	8.247	7.742	8.805	9.448	10.86	8.615
FeO	18.62	19.260	18.942	18.827	22.959	23.864	25.357	24.96	28.34	28.148
24 аниона										
Ti	0.275	0.290	0.263	0.308	0.250	0.218	0.236	0.272	0.267	0.268
Al	4.591	4.664	4.704	4.442	4.420	4.379	4.225	4.358	4.188	4.405
Fe <sup>3+</sup>	1.525	1.546	1.390	1.712	1.643	1.533	1.759	1.878	2.199	1.747
Fe <sup>2+</sup>	3.974	4.117	4.045	4.028	5.021	5.252	5.631	5.512	6.381	6.342
Mn										
Mg	4.301	4.173	4.218	4.28	3.229	2.966	2.605	2.76	1.886	1.715
Ca										
Cr	9.335	9.211	9.380	9.230	9.437	9.652	9.544	9.221	9.079	9.314
Cr#	0.67	0.66	0.67	0.68	0.68	0.69	0.69	0.68	0.68	0.68
Fe#	0.56	0.58	0.56	0.57	0.67	0.70	0.74	0.73	0.82	0.83
Mg#	0.44	0.42	0.44	0.43	0.33	0.30	0.26	0.27	0.18	0.17
Fe <sup>2*</sup>	3.974	4.117	4.045	4.028	5.022	5.252	5.631	5.512	6.381	6.342
Fe <sup>3*</sup>	1.525	1.545	1.390	1.712	1.642	1.533	1.759	1.877	2.199	1.747

Продолжение таблицы 2

№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
TiO <sub>2</sub>	1.50	1.20	1.19	6.99	2.88	1.69	1.13	1.33	1.05	1.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.74	13.79	13.68	6.37	10.26	16.82	14.19	7.48	8.00	7.77
FeO	44.80	39.08	41.06	61.70	49.96	35.27	37.66	72.33	71.74	71.73
MnO				1.12						0.54
MgO	2.82	2.21	1.48		0.86	7.81	5.79	0.87	0.84	1.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,13	42.85	41.76	23.16	33.85	38.41	41.23	15.82	16.32	15.90
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0.20	0.66	0.46			0.82	0.82	0.65
ZnO		0.88	0.62		1.74			1.36	1.25	1.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.083	8.726	9.356	25.564	18.074	11.96	12.195	42.12	43.49	44.25
FeO	31.228	31.288	32.641	38.696	33.696	24.51	26.687	31.15	32.60	31.91
24										
Ti	0.309	0.247	0.246	1.500	0.606	0.329	0.226	0.280	0.221	0.248
Al	3.792	4.445	4.438	2.141	3.385	5.138	4.445	2.467	2.633	2.556
Fe <sup>3+</sup>	3.111	1.796	1.938	5,486	3.807	2.333	2.439	9.289	9.139	9.295
Fe <sup>2+</sup>	7.157	7.142	7.513	9.229	7.888	5.312	5.932	7.636	7.613	7.446
Mn				0.271						0.158
Mg	1.152	0.901	0.607		0.359	3.018	2.294	0.363	0.350	0.427
Ca										
Cr	8.479	9.265	9.087	5.222	7.492	7.871	8.664	3.500	3.603	3.508
Zn			0.126	0	0.360			0.281	0.258	0.245
V			0.44	0.151	0.103			0.184	0.184	0.145
Cr#	0.69	0.68	0.67	0.71	0.69	0.61	0.66	0.59	0.58	0.58
Fe#	0.90	0.91	0.94	1.00	0.97	0.72	0.78	0.98	0.98	0.98
Mg#	0.10	0.09	0.06		0.03	0.28	0.22	0.02	0.02	0.02
Fe <sup>2*</sup>	7.157	7.142	7.513	9.229	7.888	5.312	5.932	7.636	7.613	7.446
Fe <sup>3*</sup>	3.111	1.800	1.938	5.486	3.810	2.333	2.439	9,290	9.139	9.295

№ п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
TiO <sub>2</sub>	1.75	1.27	1.36	2.50	2.22	2.03	2.12	2.04	1.03	1.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.27	15.04	14.70	17.65	17.24	16.56	16.60	17.17	5.29	1.69
FeO	44.10	32.76	34.51	30.84	36.39	37.74	34.15	31.39	71.69	73.89
MnO						0.17			0.71	0.91
MgO	2.49	8.16	6.22	10.55	6.67	4.85	7.64	8.70	0.73	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36.89	42.20	43.21	38.46	37.49	37.77	39.48	40.69	19.88	20.70
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.50	0.57							0.68	0.57
ZnO						0.87				0.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.081	10.522	9.163	10.767	10.681	10.484	10.073	8.814	43.27	45.337
FeO	32.890	23.292	26.265	21.151	26.779	28.306	25.086	23.459	32.753	33.093
24										
Ti	0.358	0.249	0.271	0.447	0.436	0.405	0.415	0.395	0.219	0.352
Al	4.572	4.621	4.587	5.277	5.300	5.177	5.086	8.288	1.732	0.576
Fe <sup>3+</sup>	2.676	2.064	1.826	2.055	2.097	2.092	1.970	1.709	9.203	9.859
Fe <sup>2+</sup>	7.349	5.078	5.815	4.487	5.842	6.278	5.453	5.054	7.741	7.997
Mn						0.038			0.170	0.223
Mg	1.009	3.172	2.455	3.990	2.594	1.918	2.961	3.342	0.308	
Ca										
Cr	7.928	8.698	9.046	7.714	7.732	7.921	8.114	8.288	4.443	4.729
Zn						0.170				0.132
V	0.109	0.119							0.154	0.132
Cr <sup>#</sup>	0.63	0.65	0.66	0.59	0.59	0.60	0.61	0.61	0.72	0.89
Fe <sup>#</sup>	0.91	0.69	0.76	0.62	0.75	0.81	0.71	0.67	0.98	1.00
Mg <sup>#</sup>	0.09	0.35	0.24	0.37	0.25	0.19	0.29	0.33	0.02	0.0
Fe <sup>2*</sup>	7.349	5.078	5.815	4.487	5.842	6.278	5.453	5.054	7.741	7.997
Fe <sup>3*</sup>	2.676	2.064	1.825	2.055	2.096	2.092	1.970	1.708	9.203	9.859

Таблица 3 – Состав хромшпинели (мас. %) пикритового диабаза каратурского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
TiO <sub>2</sub>	1.30	1.46	1.43	1.50	1.44	1.42	1.61	1.52	1.28	1.48	1.29	16.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.89	15.38	15.25	16.44	16.40	15.25	16.59	15.68	15.82	16.72	16.22	
FeO	39.80	36.25	33.18	32.17	36.78	33.18	29.24	34.18	30.25	23.98	33.59	71.30
MnO	0.66		0.82		0.90	0.83						1.73
MgO	2.26	8.83	6.36	8.00	4.20	6.36	9.68	6.27	8.65	12.54	5.41	
CaO								0.29	0.21			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39.45	38.07	42.96	41.37	39.60	42.96	42.69	42.06	43.62	45.28	43.49	10.32
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.31			0.52			0.19		0.17			
ZnO	0.33				0.68							0.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.23	15.21	8.69	9.15	9.57	8.71	8.62	8.94	8.73	7.77	6.61	29.49
FeO	31.49	22.56	25.37	23.94	28.57	25.35	21.48	26.14	22.39	16.99	27.64	44.77
Ti	0.265	0.284	0.284	0.293	0.289	0.282	0.311	0.301	0.249	0.280	0.257	3.546
Al	5.073	4.688	4.743	5.029	5.154	4.743	5.016	4.868	4.830	4.959	5.063	0.000
Fe <sup>3+</sup>	1.882	2.960	1.725	1.786	1.920	1.729	1.665	1.771	1.702	1.471	1.318	6.516
Fe <sup>2+</sup>	7.135	4.879	5.598	5.197	6.282	5.594	4.608	5.757	4.850	3.575	6.121	10.99
Mn	0.151	0.00	0.183	0.000	0.203	0.186	0.000	0.000	0.00	0.000	0.000	0.430
Mg	0.913	3.405	2.503	3.096	1.67	2.502	3.702	2.462	3.341	4.705	2.136	0.000
Ca	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.082	0.058	0.000	0.000	0.000
Cr	8.450	7.784	8.964	8.490	8.349	8.964	8.659	8.759	8.934	9.009	9.106	2.395
Zn	0.066	0.00	0.00	0.000	0.134	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.128
V	0.065	0.00	0.00	0.108	0.000	0.000	0.039	0.000	0.035	0.000	0.000	0.000
Cr <sup>#</sup>	0.62	0.62	0.65	0.63	0.62	0.65	0.63	0.64	0.65	0.64	0.64	
Fe <sup>#</sup>	0.91	0.70	0.75	0.69	0.83	0.75	0.63	0.75	0.66	0.52	0.78	
Mg <sup>#</sup>	0.09	0.30	0.25	0.31	0.17	0.25	0.27	0.25	0.34	0.48	0.22	
Fe <sup>2*</sup>	0.791	0.622	0.764	0.744	0.766	0.764	0.735	0.765	0.740	0.708	0.823	0.628
Fe <sup>3*</sup>	0.209	0.378	0.236	0.256	0.234	0.236	0.265	0.235	0.260	0.292	0.177	0.372

Примечание. Количества FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассчитаны по стехиометрии.



**Хромшпинель** (таблица 3) образует идеально ограненные кристаллы, которые достигают размера 120 мкм в поперечнике, и представлены многогранниками и округлыми выделениями. Редко кристаллы хромшпинели окантованы тонкой каемкой титаномагнетита (рисунок 4, А, В), содержащего MnO (1.72 %) и ZnO (0.59 %). Как правило, уровень концентрации MnO выше, чем в ядре хромшпинели. Согласно классификации Н. В. Павлова [8] хромшпинель отвечает субферри-алюмохромиту ( $\text{Cr}_2\text{O}_3=39.45-45.28\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=15.25-16.72\%$ ) и имеет невысокую и относительно постоянную хромистость ( $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})=0.62-0.65$ ), но ее магнезиальность ( $\text{Mg}\#=0.09-0.48$ ) изменяется в относительно широких пределах. В ее составе спорадически встречаются CaO, MnO,  $\text{V}_2\text{O}_5$ , ZnO. Также встречено зерно ферриалюмохромита ( $\text{Cr}_2\text{O}_3=38.07\%$ , таблица 2, № п/п 2).

**Обсуждение.** Химические составы манганоильменита пикрита и пикритового диабазов существенно различаются, и прежде всего, последний не содержит MgO,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и лишь спорадически в нем отмечаются единичные значения  $\text{V}_2\text{O}_5$ , и CaO.

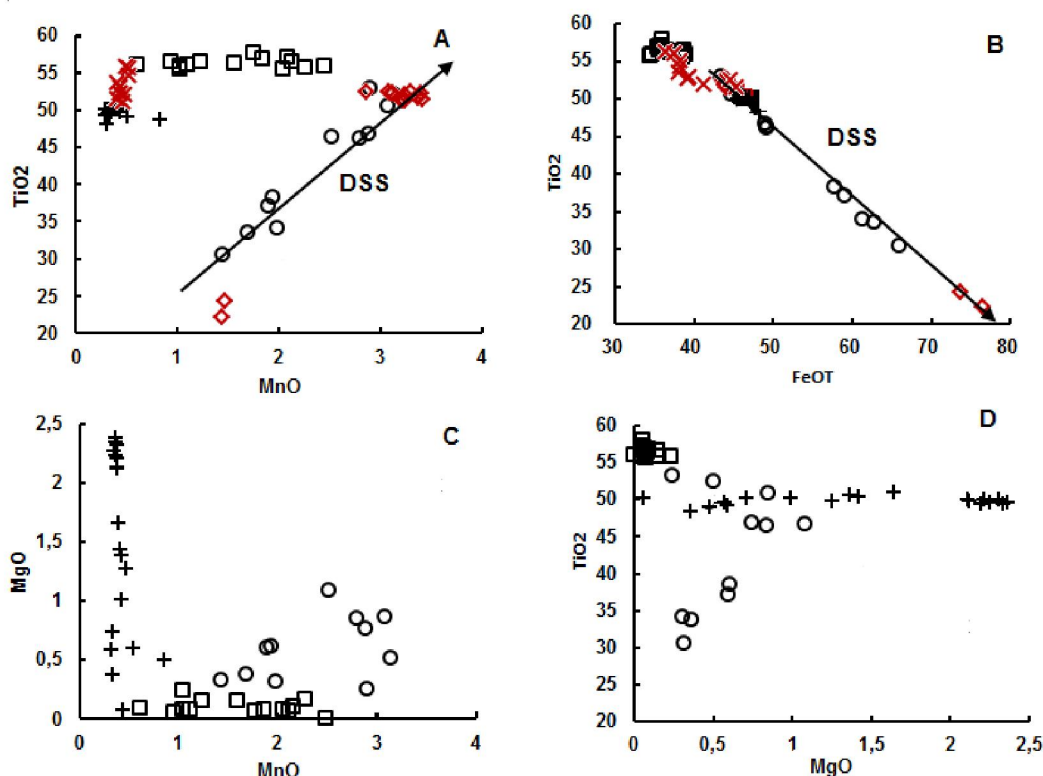


Рисунок 5 – Соотношение содержания  $\text{TiO}_2$  и MnO,  $\text{TiO}_2$  и FeO, MgO и MnO,  $\text{TiO}_2$  и MgO (мас. %) манганоильменита пикритов (пустые кружки), пикритовых диабазов (красные ромбы) каратургайского комплекса и ильменита кимберлитов (квадраты) тр. Пандреа-3, район Джуина, Бразилия [9], трахидолеритов (кресты) ергалахского комплекса Норильских траппов [10], пикритов (красные косые кресты) Инсида комплекса, Транскей, восточное побережье ЮАР [11].  
DSS – Decomposition of Solid Solutions (распад твердых растворов).

Figure 5 – Grade ratios of  $\text{TiO}_2$  and MnO,  $\text{TiO}_2$  and FeO, MgO and MnO,  $\text{TiO}_2$  and MgO (wt%).

На диаграммах рисунка 5 фигуративные точки ильменита пикритов, пикритовых диабазов, траппов и кимберлитов образуют изолированные друг от друга поля и тренды, что подчеркивает их значительные химические различия между собой. Фигуративные точки манганоильменита и титаномагнетита из пикритового диабазов ложатся на тренды, образованные точками распада твердых растворов ильменит-титаномагнетитовой серии с изоморфизмом двух и трехвалентных катионов из пикрита каратургайского комплекса, что указывает на гетеровалентное замещение железа титаном и отчасти магния титаном, а также на изовалентное изоморфное замещение титаном и марганцем. По классификации С. Е. Хаггарти [12] такой манганоильменит встречается в толеитах, что подтверждается и химическим составом пикритового диабазов [1].

Таблица 3 – Характеристика состава ильменита из различных пород

Компонент, мас. %	Пикриты, реки Каратургай	Пикритовые диабазы, реки Каратургай	Кимберлиты, Джуаны [9]	Карбонатиты Джакупиранги [14]	Метаморфические ультраосновные породы, Зап. Австралии [15]	Траппы Норильского района [10]
MnO	1.60 – 2.99	2.79 – 3.33	0.63– 2.49	2.29 – 7.87	1.15 – 7.38	0.2 – 5.14
MgO	0.27 – 1.00	–	0.0 – 0.24	15.69 – 23.46	0.01 – 0.49	0.06 – 2.32
TiO <sub>2</sub>	31.22 – 50.41	49.22 – 51.96	55.49–57.79	55.83 – 59.24	42.80 – 52.66	40.16– 54.14
CaO	0.07 – 0.25	–	–	–	–	–
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22 – 1.34	(е.п. 0.76)	0.21–0.39	–	0.01 – 0.43	0,0 – 1.1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04 – 0.37	(е.п. 0.66)	–	–	–	0.0 – 0.54
NiO	–	–	0.0 – 0.02	4.56 – 6.80	–	0.0 – 0.042

Одной из химических особенностей изученных мanganоильменитов пикрита каратургайского комплекса являются необычно высокие содержания ванадия ( $V_2O_3=0.22-0.85\%$ ), что значительно превышает его содержание в известных на сегодня ильменитах кимберлитов и в других основных и ультраосновных породах (таблица 3). Ванадий имеет геохимическое сродство с  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ , а также с Cr, Mn и Ti, что подтверждается его изовалентным замещением железом и хромом и гетеровалентным замещением титаном и марганцем (рисунок 6). Повышенные содержания  $V_2O_3$  (единичные значения до 1.1 %) отмечены в ильмените пикритов туклонской свиты Норильских траппов [10] и широко известны в ильмените интрузивных траппов западной части Сибирской платформы [13].

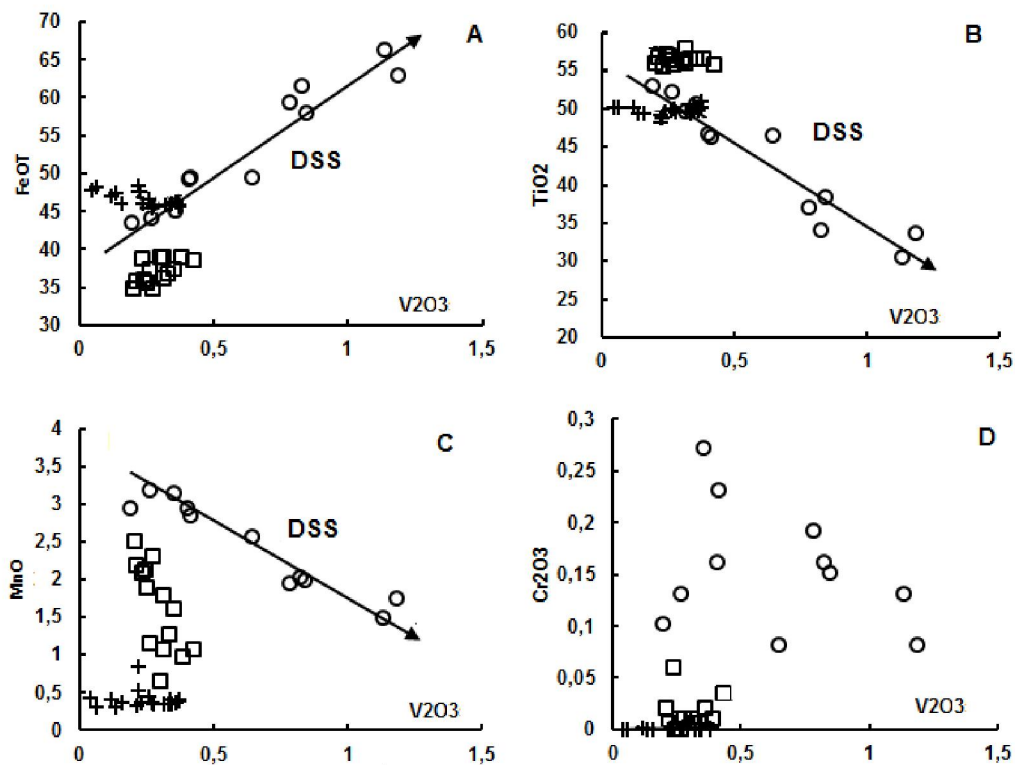


Рисунок 6 – Соотношение содержания FeO, TiO<sub>2</sub>, MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в мanganоильмените пикрита каратургайского комплекса и ильменита кимберлитов тр. Пандреа-3, район Джуина, Бразилия (мас. %) [9], трахидолеритов (кресты) ергалахского комплекса Норильских траппов [10].

Figure 6 – Grade ratios of FeO, TiO<sub>2</sub>, MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Диаграммы соотношений  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{V}_2\text{O}_5$  (рисунок 6) демонстрируют корреляцию этих элементов к ванадию в ильмените пикрита каратургайского комплекса, тогда как в кимберлитах, траппах и пикритах других комплексов эта закономерность не проявлена.

Это касается и содержания кальция ( $\text{CaO}=0.07\text{--}0.25$  мас. %), который пока не обнаружен в составе ильменитов (таблица 3) кимберлитов [9], карбонатитов [14], траппов [10], метаморфических ультраосновных породах [15].  $\text{CaO}$  крайне редко встречается в ильменитах пикритов ЮАР [11], но широко известен в ильменитах кимберлитов аномалии 181 Восточной части Якутского поля, Якутии [16].

Химические составы субферриалюмохромитов пикрита и пикритового диабаза существенно не отличаются, что свидетельствует об их образовании из одного мантийного расплава. Однако в субферриалюмохромите пикрита четко проявлена структура распада твердых растворов, которая крайне неотчетливо заметна в таковых пикритового диабаза, тяготеющего к зоне закала силлов. То есть поздние кристаллы хромшпинели в пикритовом диабазе в своей массе процессу распада не подвергались, на это указывают их четкие кристаллографические формы (рисунок 4, А, В). Однако редко отмечается образование тонких каемок или внешних оболочек сложенных титаномагнетитом. Такие особенности строения хромшпинели пикритов, как считают авторы [17], свидетельствуют о равновесной кристаллизации мантийного расплава с постепенным понижением температуры у подошвы силла. Тогда как в зоне закала остывание магматического расплава происходило более резко.

Хромшпинель изученного пикрита и пикритового диабаза по химическому составу резко отличается от шпинелидов абиссальных перидотитов, спрединговых задуговых и преддуговых бассейнов, производных плавления гранатового перидотита (рисунок 7). Относительно хромшпинели пикритов Талнахской рудной интрузии Норильских траппов [18] субферриалюмохромит пикритового диабаза каратургайского комплекса обеднен  $\text{TiO}_2$  и для него нехарактерен рост железистости при снижении хромистости и глиноземистости, но характерно постоянство хромистости при широких флюктуациях магнезиальности. Такая закономерность установлена и для субферриалюмохромитов из мезоархейских коматиитовых лав Совдозерской структуры Фенноскандинавского щита, однако для них типична более высокая хромистость и обогащение никелем и марганцем [17].

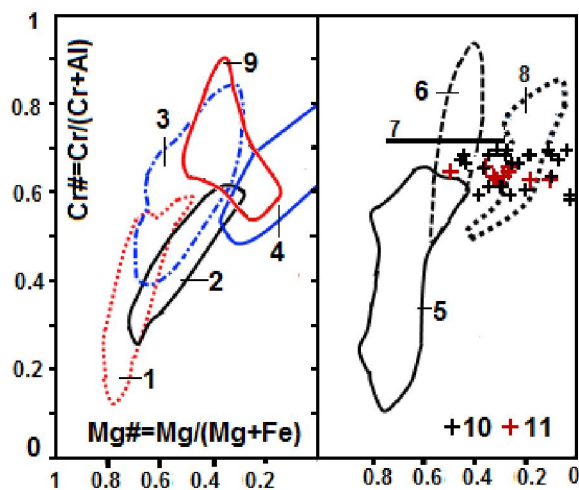


Рисунок 7 – Диаграмма соотношений  $\text{Cr}\# - \text{Mg}\#$  в хромшпинелидах из различных геодинамических обстановок.

1 – срединно-океанических хребтов; 2 – задуговых бассейнов; 3 – преддуговых симатических бассейнов [19];

4 – преддуговых синалических бассейнов [20]; 5 – абиссальных перидотитов [21];

6 – перидотитов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы [22]; 7 – тренд коматиитовых лав

Фенноскандинавского щита [7]; 8 – пикритов Талнахского рудоносного интрузива Норильских траппов [18];

9 – алмазоносных меймечитов щелочно-ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки [23];

10 – пикрита и 11 – пикритового диабаза каратургайского комплекса.

Figure 7 – Ratio diagram of  $\text{Cr}\# - \text{Mg}\#$  in chromspinelides for different geodynamic settings

Высокий уровень концентрации CaO (0.13–0.27%) субферриалюмохромита пикритового диабаз каратургайского комплекса указывает на избыточные содержания карбоната в магме, что, по-видимому, является характерным признаком пикрит-карбонатитовых магм.

Учитывая четко выраженные химические отличия минералов группы феррошпинели пикрита и пикритового диабаз каратургайского комплекса и их ассоциацию с различными сульфидными минералами, дают основание предполагать, что они формировались в различных термодинамических условиях. Эти условия, как правило [7], увязываются с окислительным или восстановительным отжигом-распадом минералов группы шпинели, обусловленным как скоростью охлаждения магматического расплава, так и его взаимодействием с флюидами.

Следует отметить, что присутствие в пикрите и пикритовом диабазе подошвы и кровли потоков силлов соответственно совместно в одном образце кристаллов хромшпинели, манганоильменита и титаногематита дает основание говорить об их образовании в гипабиссальных условиях. Так как в титаногематите железо находится в высокой степени окисления, это предполагает его образование в условиях с более высоким потенциалом кислорода.

На их гипабиссальную природу, учитывая экспериментальные данные [24], указывает также низкий уровень концентрации магния в ильмените пикрита и его полное отсутствие в манганоильмените пикритового диабаз.

Изучение шпинели пород каратургайского комплекса только началось, и дальнейшие детальные исследования помогут нам более точно определить их значение при кристаллизации пикрито-карбонатитовых магм в процессе формирования комплексных медно-никель-свинцово-цинковых руд, характеризующихся избыточными содержаниями платиноидов, РЗЭ.

*Авторы благодарят И. В. Глухана (Россия) за возможность познакомиться с его неопубликованными материалами по пикритам Северного Улытау, мы также выражаем благодарность М. Хакимжанову (Казахстан) за подготовку образцов к лабораторным исследованиям. Особую благодарность приносим Л. Е. Попову (Англия) за критические замечания, полезные дискуссии в процессе написания статьи и за редакцию английского варианта статьи.*

**Р.С.** Интерес к изучению манганоильменита, прежде всего, обусловлен тем, что он является минералом-спутником алмаза в кимберлитах, карбонатитах и метаморфических ультраосновных породах. Этот тезис дает нам право продолжить изучение шпинели в породах каратургайского комплекса, в составе которого встречаются рудоносные карбонатитоиды и ультраосновные брекчии.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Комитета науки Министерства образования и науки Республики Казахстан № 0302 / ГФ 4 "Создание базы данных по уникальным, редким и недостаточно изученным минералам месторождений благородных и редких элементов Казахстана для комплексного освоения минерального сырья".*

## ЛИТЕРАТУРА

- [1] Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л. Каратургайский диабаз-пикритовый комплекс в Казахстане и некоторые вопросы петрологии пикритов // Советская геология. – 1965. – № 3. – С. 43-58.
- [2] Вишневецкая И.И., Трусова И.Ф. Западно-Улытауский пояс ультраосновных и основных пород // Геология и разведка. – 1967. – № 11. – С. 32-43.
- [3] Бейсеев О.Б. О геологических основах поисков сульфидных медно-никелевых руд в Северном Улытау // Геология, разведка и методы изучения месторождений полезных ископаемых. – Алма-Ата: КазИМС, 1969. – С. 55-57.
- [4] Михайлов Н.П., Иняхин М.В., Ляпичев Г.Ф. Петрография Центрального Казахстана. – Т. 2: Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. – М.: Недра, 1971. – 360 с.
- [5] Степанец В.Г., Левин В.Л., Савельева Н.А., Хакимжанов М., Макат Д.К. Эволюция пикритового магматизма и рудообразование в Улытауском районе центрального Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. – 2017. – № 1. – С. 19-36.
- [6] Бейсеев О.Б., Бейсеев А.О., Альпиев Е.А., Кашкимбаев К.К. Геологические и геотехнологические критерии оценки промышленных перспектив новых рудопроявлений цветных, благородных металлов и нерудного сырья Жесказган-Улытауского района как материалов для высоких технологий. Алмазы, золото и благородные металлы. – Геоматериалы. – 2010. – С. 137-141.
- [7] Патнис А., Мак-Коннелл Дж. Основные черты поведения минералов / Пер. с англ. – М.: Мир, 1983. – 304 с.
- [8] Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Института геол. наук АН СССР. – Вып. 103. – Серия рудных месторождений. – 1949. – № 13. – С. 10-35.

- [9] Каминский Ф.В., Белоусова Е.А. Манганойльменит как минерал-спутник алмаза в кимберлитах // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 12. – С. 1560–1570.
- [10] Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. – Т. 1: Петрология траппов. – Новосибирск: Изд-во Нонпарель, 2001. – 408 с.
- [11] Sawthorn R.G., Bristow J.W., Groves D.I. Magnesian ilmenite in picritic basalts from the Karoo Province, South Africa // Mineralogical Magazine. – April 1989. – Vol. 53. – P. 245-252.
- [12] Haggerty S.E. (1976) In Oxide Minerals (D. Rumble, ed.) Min. Soc. Am. Hg 101-300.
- [13] Мазуров М.П., Васильев Ю.Р., Шихова А.В., Титов А.Т. Ассоциации и строение рудных минералов в интрузивных траппах западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 1. – С. 94-107.
- [14] Mitchell R.H. Manganoan magnesian ilmenite and titanian clinohumite from the Jacupiranga carbonatite, Sao Paulo, Brazil // Amer. Miner. – 1978. – Vol. 63, N 5-6. – P. 544-547.
- [15] Cassidy K.F., Groves D.I., Binns R.A. Manganoan ilmenite formed during regional metamorphism of Archean mafic and ultramafic rocks from Western Australia // Canad. Miner. – 1988. – Vol. 26, N 4. – P. 999-1012.
- [16] Алгучова З.А., Зайцев А.И., Олейников О.Б. Фациальные особенности кимберлитовых пород сложнопостроенных тел на примере аномалии 181 Восточной части Укукитского поля (Якутия) // Литосфера. – 2010. – № 4. – С. 31-51.
- [17] Рыбникова З.П., Светов С.А. Геохимия аксессуарных хромитов из мезоархейских коматитов центральной Карелии (на примере Совдозерской структуры) // Труды Карельского научного центра РАН. – 2014. – № 1. – С. 158-166.
- [18] Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы норильского рудного поля // – Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 9. – С. 1356-1378.
- [19] Stern R.J., Johnson P.R., Kroger A., Yibas B. 2004. Neoproterozoic ophiolites of the Arabian-Nubian Shield. In Kusky, T. M., ed. Precambrian ophiolites and related rocks. Dev. Precambrian Geol. – 13. – P. 95-128.
- [20] Kepezhinskas P.K., Taylor R.N., Tanaka H. Geochemistry of Plutonic Spinels from the North Kamchatka Arc: Comparisons with Spinels from Other Tectonic Settings. Mineralogical Magazine – MINER MAG 01. – 1993. – 57(389). – P. 575-589.
- [21] Rampone E., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P., Ottolini L. Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: The spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites // Contrib. Mineral. Petrol. – 1993. – 115. – P. 1-17.
- [22] Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological study of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Isu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125 // In: Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B., et al. (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125. College Station TX: Ocean Drilling Program. – 1992. – P. 445-485.
- [23] Селиверстов В.А. Термобарофильные минеральные парагенезисы алмазоносного щелочно- ультраосновного вулканического комплекса Восточной Камчатки // Вестник Краунц. – Науки о Земле. – 2009. – № 1. – Вып. 13. – С. 10-30.
- [24] Генштафт Ю.С., Цельмович В.А., Ганеев А.К. Кристаллизация Fe – Ti оксидных минералов в системе «базальт-ильменит» при высоких давлениях и температурах // Физика Земли. – 1999. – № 2. – С. 15-34.

## REFERENCES

- [1] Mihajlov N.P., Semenov Ju.L. Karaturgajskij diabaz-pikritovyy kompleks v Kazahstane i nekotorye voprosy petrologii pikritov. Sovetskaja geologija. 1965. N 3. P. 43-58.
- [2] Vishnevskaja I.I., Trusova I.F. Zapadno-Ulytauskij pojas ul'traosnovnyh i osnovnyh porod. Geologija i razvedka. 1967. N 11. P. 32-43.
- [3] Bejseev O.B. O geologicheskikh osnovah poiskov sul'fidnyh medno-nikelevykh rud v Severnom Ulytau // Geologija, razvedka i metody izuchenija mestorozhdenij poleznykh iskopaemykh. Alma-Ata: KazIMS, 1969. P. 55-57.
- [4] Mihajlov N.P., Injahn M.V., Ljapichev G.F. Petrografija Central'nogo Kazahstana. Vol. 2: Intruzivnye formacii osnovnyh i ul'traosnovnyh porod. M.: Nedra, 1971. 360 p.
- [5] Stepanec V.G., Levin V.L., Saveleva N.A., Hakimzhanov M., Makat D.K. Jevoljucija pikritovogo magmatizma i rudoobrazovanie v Ulytauskom rajone central'nogo Kazahstana. Izvestija NAN RK. Serija geologii i tehniceskikh nauk. 2017. N 1. P. 19-36.
- [6] Bejseev O.B., Bejseev A.O., Al'piev E.A., Kashkimbaev K.K. Geologicheskie i geotehnologicheskie kriterii ocenki promyshlennykh perspektiv novykh rudoprojavlenij cvetnykh, blagorodnykh metallov i nerudnogo syr'ja Zheskazgan-Ulutauskogo rajona kak materialov dlja vysokikh tehnologij. Almazy, zoloto i blagorodnye metally. Geomaterialy. 2010. P. 137-141.
- [7] Patnis A., Mak-Konnell Dzh. Osnovnye cherty povedenija mineralov / Per. s angl. M.: Mir, 1983. 304 p.
- [8] Pavlov N.V. Himicheskij sostav hromshpinelidov v svjazi s petrograficheskim sostavom porod ul'traosnovnyh intruzivov // Tr. Instituta geol. nauk AN SSSR. Vyp. 103. Serija rudnykh mestorozhdenij. 1949. N 13. P. 10-35.
- [9] Kaminskij F.V., Belousova E.A. Manganoil'menit kak mineral-sputnik almaza v kimberlitah // Geologija i geofizika. 2009. Vol. 50, N 12. P. 1560-1570.
- [10] Rjabov V.V., Shevko A.Ja., Gora M.P. Magmatische obrazovanija Noril'skogo rajona. Vol. 1: Petrologija trappov. Novosibirsk: Izd-vo Nonparel', 2001. 408 p.
- [11] Sawthorn R.G., Bristow J.W., Groves D.I. Magnesian ilmenite in picritic basalts from the Karoo Province, South Africa. Mineralogical Magazine, April 1989. Vol. 53. P. 245-252.
- [12] Haggerty S.E. (1976) In Oxide Minerals (D. Rumble, ed.) Min. Soc. Am. Hg 101-300.
- [13] Mazurov M.P., Vasil'ev Ju.R., Shihova A.V., Titov A.T. Associacii i stroenie rudnykh mineralov v intruzivnykh trappah zapadnoj chasti Sibirskoj platformy // Geologija i geofizika. 2014. Vol. 55, N 1. P. 94-107.
- [14] Mitchell R.H. Manganoan magnesian ilmenite and titanian clinohumite from the Jacupiranga carbonatite, Sao Paulo, Brazil // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 5-6. P. 544-547.

- [15] Cassidy K.F., Groves D.I., Binns R.A. Manganoan ilmenite formed during regional metamorphism of Archean mafic and ultramafic rocks from Western Australia // *Canad. Miner.* 1988. Vol. 26, N 4. P. 999-1012.
- [16] Altuhova Z.A., Zajcev A.I., Olejnikov O.B. Facial'nye osobennosti kimberlitovyh porod slozhnopostroennyh tel na primere anomalii 181 Vostochnoj chasti Ukukitskogo polja (Jakutija). *Litosfera.* 2010. N 4. P. 31-51.
- [17] Rybnikova Z.P., Svetov S.A. Geohimija akcessornyh hromitov iz mezoarhejskih komatiitov central'noj Karelii (na primere Sovdozerskoj struktury) // *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN.* 2014. N 1. P. 158-166.
- [18] Spiridonov Je.M. Rudno-magmaticheskie sistemy noril'skogo rudnogo polja // *Geologija i geofizika.* 2010. Vol. 51, N 9. P. 1356-1378.
- [19] Stern R.J., Johnson P.R., Kro' ner A., Yibas, B. 2004. Neoproterozoic ophiolites of the Arabian-Nubian Shield. *In* Kusky, T. M., ed. Precambrian ophiolites and related rocks. *Dev. Precambrian Geol.* 13. P. 95-128.
- [20] Kepezhinskas P.K., Taylor R.N., Tanaka H. Geochemistry of Plutonic Spinels from the North Kamchatka Arc: Comparisons with Spinels from Other Tectonic Settings. *Mineralogical Magazine – MINER MAG* 01. 1993. 57(389). P. 575-589.
- [21] Rampone E., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P., Ottolini L. Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: The spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. 115. P. 1-17.
- [22] Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studien of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125 // *In: Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B., et al. (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125. College Station TX: Ocean Drilling Program.* 1992. P. 445-485.
- [23] Seliverstov V.A. Termobarofil'nye mineral'nye paragenezisy almazonosnogo shhelochno- ul'traosnovnogo vulkanicheskogo kompleksa Vostochnoj Kamchatki // *Vestnik Kraunc. Nauki o Zemle.* 2009. N 1. Vyp. 13. P. 10-30.
- [24] Genshaft Ju.S., Cel'movich V.A., Ganeev A.K. Kristallizacija Fe – Ti oksidnyh mineralov v sisteme «bazalt-il'menit» pri vysokih davlenijah i temperaturah. *Fizika Zemli.* 1999. N 2. P. 15-34.

**В. Г. Степанец<sup>1</sup>, В. Л. Левин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>RCMIRCOM.Germany,

<sup>2</sup>ИГН К. И. Сагпаева

### **СОЛТҮСТІК ҰЛЫТАУ ҚАРАТОРҒАЙ КЕШЕНІНІҢ ПИКРИТ ДИАБАЗДЫ ЖӘНЕ ШПИНЕЛЬДІ ПИКРИТ ТОПТАРЫНЫҢ МИНЕРАЛДЫҚ ҚҰРАМЫ МЕН САЛЫСТЫРМАЛЫ СИПАТТАМАСЫ (ОРТАЛЫҚ ҚАЗАҚСТАН)**

**Аннотация.** Біз INCA ENERGY энергетикалық дисперсиялы спектрометрді пайдалана отырып пикриттағы шпинель топтарының қосалқы минералдарын табанға қарай тартатын қушпен, сондай-ақ пикрит диабазының қосымша жабыны зерттелінді. Химиялық құрамы мен қатты ерітінділердің ыдырау құрылымдарында Қараторғай кешенінде пикрит және пикрит диабазды қосалқы феррошпинельдердің екі ұрпағы бөлінді. Феррошпинельдің бірінші генерациясында титанмагнетит сериясында изоморфизмді екі-үш валентті катиондарының құрылымдарының ыдырауы, ал феррошпинельдің екінші генерациясында титомагнетит сериясында манганоильминит құрылымының ыдырауы көрсетілген. Гематит белгілі болғандай қоршаған ортада жоғарғы оттегі тотығу барысында қалыптасады, бұл дегеніміз қалыптасу кезінде құрамында олардың гипабиссалды табиғи тау жыныстары тікелей шартты дәлелдем болып алады. Қараторғай кешеніндегі гипабиссалды табиғи тау жыныстың төменгі сатысындағы манганоильменит пикритті диабазында концентрацияланған магний мен ильменит пикриттің толық болмауы көрсетіледі. Шартты түрде баяу температураның төмендеуінен пикрит кристалдарының тепе-теңдікте балқуы нәтижесі анық байқалады және табанғы күш гравитациясы мен көлденең геохимиялық аймақта хромшпинель пикрит анықталған.

**Түйін сөздер:** Ұлытау, Қазақстан, пикриттер, диабаздар, сульфидті мыс-никель кендері, палладий, платина, неопротерезой.