

# МИНЕРАЛОГИЯ

## СОСТАВ КЛИНОПИРОКСЕНА В ПОРОДАХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО РАЗРЕЗА ЮЖНОГО БЛОКА ВОЛКОВСКОЙ ИНТРУЗИИ

Е.В. Аникина, Е.В. Пушкарев, И.А. Русин, С.Я. Берсенев

Клинопироксениты, верлиты, оливиниты и некоторые типы габброидов южного блока Волковской интрузии являются вмещающими породами для золото-палладиевого оруденения [Золоев др., 2001; Аникина и др., 2004] и, следовательно, проблема генезиса этих пород является ключевой для реконструкции условий рудообразования. Для решения такой генетической задачи нами было предпринято исследование состава клинопироксена – сквозного порообразующего минерала для всех типов пород разреза. Кроме того, клинопироксен является практически единственным минералом раннего парагенезиса, сохранившимся при довольно интенсивных вторичных изменениях пород, когда и оливин, и плагиоклаз полностью замещены вторичными минералами. Состав клинопироксена изучен в поперечном сечении рудной зоны Ключевского рудопоявления с использованием рентгеновского микроанализатора Camebax (ГЕОХИ РАН, г. Москва) и JXA-5 (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) как в прозрачно-полированных шлифах, так и в отдельных зернах, извлеченных из протолок и смонтированных в шашки. Для сравнения использованы опубликованные анализы клинопироксена из габбро массива Денежкин Камень и Волковского и оригинальные анализы клинопироксена из клинопироксенитов и ультрамафитов Кытлымского (г. Косьюинский Камень) и Качканарского массива.

Геологическое положение золото-палладиевого оруденения в южном блоке Волковского габбрового массива подробно описано в ранее опубликованных работах [Золоев и др., 2001; Аникина и др., 2004; Русин и др., 2004] и здесь опускается. Напомним только, что мафит-ультрамафитовый разрез представляет собой

чередование шлиров и полос различных по составу пород – клинопироксенитов, верлитов, оливинитов, габбро, троктолитов и анортозитов. В центральной части выходов преобладают богатые оливином ультрамафиты (рис.1), количество которых постепенно уменьшается на запад, к контакту с оливин-анортовыми габбро, и на восток, где шире развиты клинопироксениты, плагиопироксениты и меланогаббро с криптовым плагиоклазом. Практически все породы содержат в разных количествах паргаситовый амфибол, апатит и титаномагнетит. Большинство ультрамафитов содержит примесь криптового плагиоклаза, при существенном возрастании количества которого породы переходят в меланогаббро. Для пород характерны крупно-, гиганто- и неравнозернистые структуры, полосчатые и пятнистые текстуры (рис.2, а).

По содержанию главных петрогенных компонентов породы разреза в целом сопоставимы с породами комплекса оливиновых габбро Платиноносного пояса Урала (ППУ). Важнейшим отличием изученных ультрамафитов и габброидов является высокая концентрация фосфора, которая прямо связана с количеством в породах апатита. Содержание последнего, увеличивающееся от габбро к плагиоклазовым и оливиновым клинопироксенитам, достигает максимальных значений (15-20%) в верлитах и оливинитах. Большим количеством апатита, который является сильнейшим концентратом стронция, объясняется и необычно высокое содержание в породах этого элемента, достигающее 800 г/т в оливинитах и 3000 г/т в такситовых апатит-магнетит-оливиновых габбро. Эти концентрации в несколько раз превышают содержания стронция в одноименных породах ППУ [Ефимов и др., 1984].

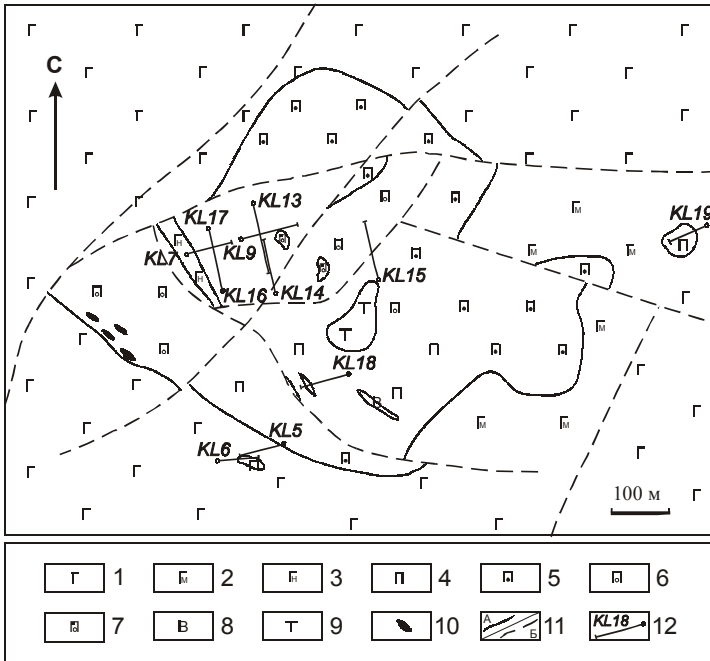


Рис.1 Схема строения Ключевского участка.

1 – габбро оливиновое; 2 – габбро апатит-магнетит-оливиновое меланократовое; 3 – габбро лабрадорное порфировидное; 4 – клинопироксенит; 5 – плагиоклазовый клинопироксенит; 6 – оливиновый клинопироксенит; 7 – оливин-магнетитовый клинопироксенит; 8 – верлит; 9 – клинопироксенит с магнетитовыми шлирами; 10 – троктолит; 11: а – геологические границы, б – тектонические нарушения; 12 – горизонтальные проекции скважин

плагиоклаза и оливина и пластинчатыми выделениями магнетита, подчеркивающими зональное строение зерен. Эти породы по химическому

Среди апатит-магнетит-оливиновых габбро и внутри такситовых ультрамафитов присутствуют маломощные жильные тела лабрадорных габбро порфировидной структуры (рис.2, б) и габбро-норитов. Как правило, эти породы очень свежие, практически не затронутые вторичными изменениями. Порфировидные вкрапления образованы субидiomорфными крупными (до 5-7 мм) зернами клинопироксена, насыщенными округлыми включениями апатита,

составу отличаются от апатит-магнетит-оливиновых габбро южного блока Волковского массива более высокими концентрациями щелочей, алюминия и железа, на фоне относительно пониженных содержаний стронция (500-1100 г/т) и фосфора (менее 1%  $P_2O_5$ ), и могут быть сопоставлены с габбро-норитами Платиноносного пояса [Ферштатер и др., 1999; Ефимов и др., 1984].

Все составы клинопироксена из габбро-

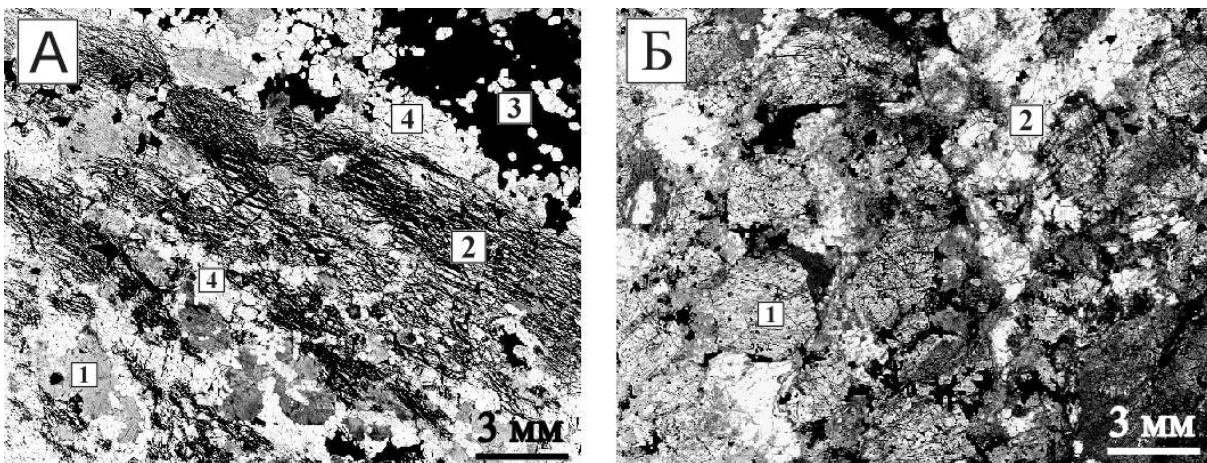


Рис. 2. Структура пород мафит-ультрамафитового разреза.

А – такситовый титаномagnetит-apatитовый верлит (K114/81). Клинoпироксен (1) образует цепочки, прожилки и неправильной формы скопления в основной массе (2), сложенной серпентинизированным оливином и апатитом. Псевдоморфозы серпентина по оливиному насыщены пылевидным магнетитом (черное). Титаномagnetит (3) и апатит (4) образуют массивные прожилки, согласные с полосчатостью, обусловленной распределением в породе зерен клинопироксена.

Б – меланократовое, порфировидное лабрадорное габбро (K116/67). Крупные идиоморфные зерна клинопироксена погружены в мелкозернистый агрегат такого же клинопироксена и плагиоклаза. Плагиоклаз полностью замещен соссюритом и хлоритом.

идов и ультрамафитов Ключевского рудопроявления в первом приближении могут быть разделены на две группы.

К первой группе относится глиноземистый и титанистый диопсид, обнаруживающий фассаитовую тенденцию – высокие концентрации CaO при пониженных количествах SiO<sub>2</sub>

(таблица). Состав клинопироксена значительно варьирует по железистости (от 0.13 до 0.24), содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (от 3.63 до 8.57 мас.%) и титана (от 0.63 до 1.56 мас.% TiO<sub>2</sub>). Он характеризуется низкими концентрациями натрия, не превышающими 0.02 ф.е. (рис.3, в), и крайне малыми содержаниями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, которые в боль-

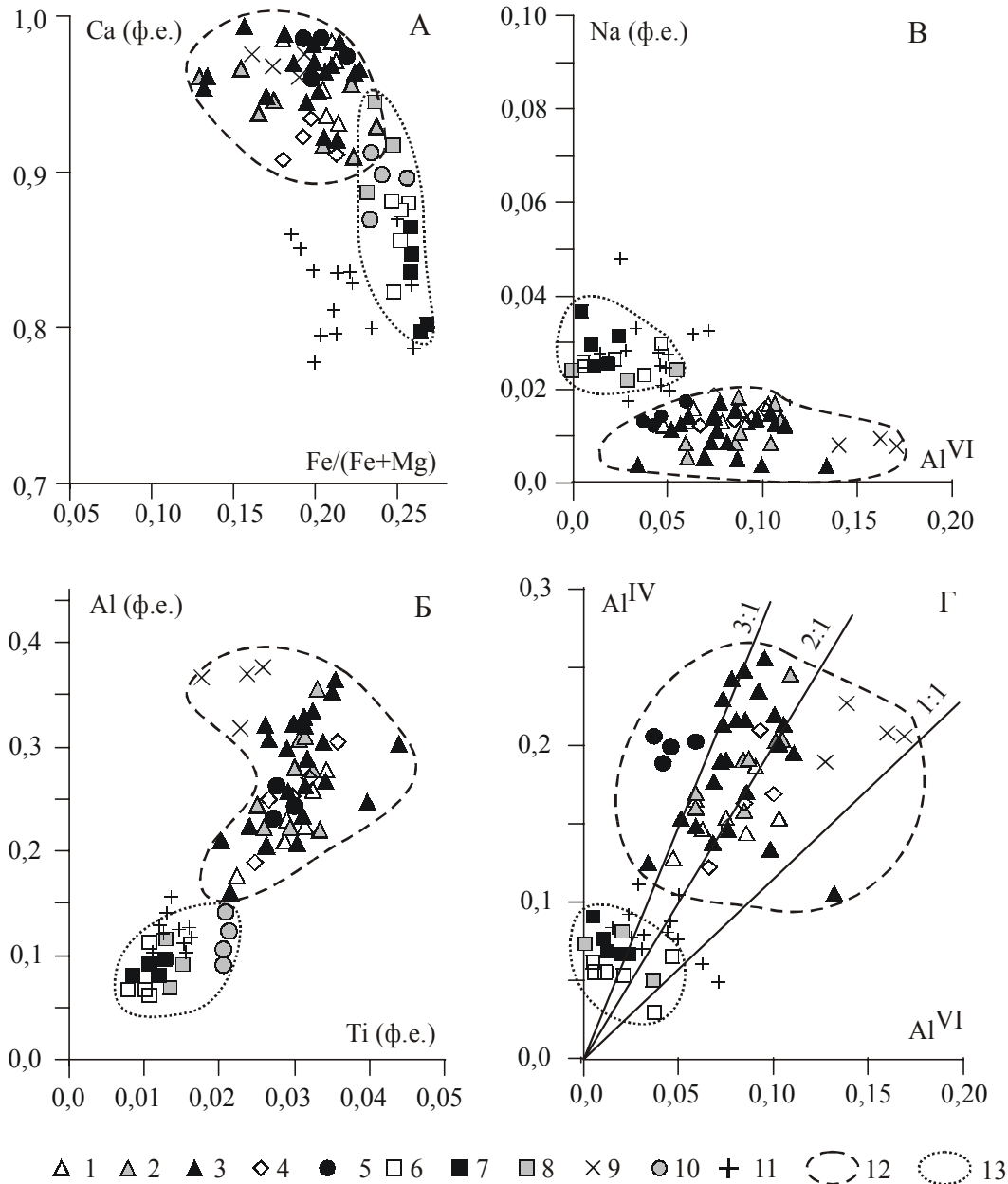


Рис. 3. Состав клинопироксенов из пород Ключевского участка южного блока Волковского массива и других массивов Платиноносного пояса Урала.

1-5 – клинопироксены из пород субультрамафитовой группы: 1 – плагиоклазовые клинопироксениты, 2 – амфибол-магнетитовые клинопироксениты; 3 – оливиновые клинопироксениты; 4 – меланократовые габбро с криптовым плагиоклазом, 5 – троктолиты; 6-8 – клинопироксены из пород габбровой группы: 6 – габбро-нориты, 7 – апатит-магнетит-оливиновые габбро, 8 – жильные порфиroidные габбро; 9 – гранат-кальцитовые (аповерлитовые) метасоматиты; 10 – габбро Волковского массива [Маегов, 1999]; 11 – оливиновые габбро и тылаиты массива Денежкин Камень [Маегов, 1986]; 12 – поле состава клинопироксена из пород субультрамафитовой группы Ключевского участка; 13 – поле состава клинопироксена из пород габбровой группы Ключевского участка.

шинстве анализов находятся на пределе обнаружения ( $<0.07\% \text{Cr}_2\text{O}_3$ ). Доля алюминия в тетраэдрической координации примерно в 2-3 раза выше, чем доля алюминия в октаэдрической позиции (рис.3, г), а расчетное количество кальций-чермакитового минала варьирует от 5 до 20 мол. %.

Ко второй группе относится диопсид с более высокой и выдержанной железистостью ( $f=0.26-0.27$ ) (табл.). Содержание натрия в нем поднимается до 0.3-0.4 мас.% при существенно более низких концентрациях алюминия и титана. Характерно и более низкое Ca/Mg отношение в этих клинопироксенах, что косвенно может свидетельствовать о более высокой температуре их образования. В целом клинопироксены этой группы обладают более выдержанным составом, по сравнению с минералами первой группы, что отчетливо видно на приведенных диаграммах (рис. 3)

Клинопироксен первой группы характерен для оливинитов, верлитов, клинопироксенитов, троктолитов и меланократовых габброидов, тесно перемежающихся в разрезах, имеющих постепенные переходы и характеризующихся чрезвычайно неоднородным текстурно-структурным рисунком. Как правило, ультрамафиты этой группы содержат переменные количества криптового плагиоклаза, а от габброидов отличаются только его невысоким содержанием, поэтому для удобства дальнейшего изложения будем называть эту группу субультрамафитовой.

Клинопироксен второй группы характерен для апатит-магнетит-оливиновых габбро, залегающих в западной части участка и контактирующих с клинопироксенитами рудного блока, а также для жильных габбро-норитов и порфиридных лабрадорных габбро. Эта группа пород условно названа габбровой.

Несмотря на довольно широкие вариации состава клинопироксена субультрамафитовой группы, не удалось выявить какой-либо статистически значимой зависимости состава минерала от положения пород в разрезе такситовой серии, что особенно наглядно видно на профиле скважины К1-13 (рис. 4), хотя незначительное повышение концентраций кальция вверх по разрезу все же намечается. В целом ультраосновные породы характеризуются более магнетизальным составом клинопироксена по сравнению с клинопироксеном габбровой группы.

Составы клинопироксена из пород су-

бультрамафитовой и габбровой групп Ключевского участка образуют дискретные, практически не перекрывающиеся поля. Этот факт хорошо согласуется с геологическими наблюдениями, свидетельствующими о том, что габбро-нориты и оливиновые габбро-нориты образуют жильные тела в такситовых породах субультрамафитовой группы. Более молодым возрастом габбро-норитов может быть объяснено и отсутствие в них рудных концентраций золота и платиноидов [Русин и др., 2004], тогда как во всех остальных породах разреза отмечаются повышенные концентрации этих элементов. Следовательно, этот тип габброидов можно выделить как пострудный. Состав клинопироксена в этих габброидах такой же, как и в большинстве оливиновых габбро ППУ [Ефимов, 1999; Шмелев, 2000]. Например, от клинопироксенов из тылаитов и габбро массива Денежкин Камень его отличает только более высокая железистость при сходстве остальных параметров (рис.3). Близкий состав клинопироксена характерен и для оливин-анортитовых габбро северной части Волковского массива.

Для клинопироксена из пород субультрамафитовой группы Ключевского участка характерны более высокие концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  (рис.5), по сравнению с ультрамафитами ППУ как в составе дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий, так и образующими самостоятельные тела. Ранее [Шмелев, 2000] было показано, что наиболее глиноземистый и титанистый клинопироксен характерен для кальциевых ультрамафитов из габбровых ассоциаций, а клинопироксен из пород дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий характеризуется меньшими концентрациями этих элементов. Наши данные (рис.5) подтверждают сделанный вывод и позволяют утверждать, что породы субультрамафитовой группы южного блока Волковской интрузии – оливиниты, верлиты, клинопироксениты и их плагиоклазсодержащие разновидности по составу клинопироксена достаточно существенно отличаются от ультрамафитов дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий ППУ.

Следуя этой логике, можно утверждать, что переслаивающиеся оливиниты, верлиты и клинопироксениты в южной части Качканарского массива (рис.5), в которых фиксируются повышенные концентрации золота и платиноидов [Золоев и др., 2001], так же как и субультрамафиты Волковского массива, относятся к габбровой ассоциации и имеют, скорее всего,

Средние составы клинопироксена, мас. %

№ обр.	KL-6 (5)*	KL-16 (12)	KL-5 (5)	KL-19 (4)	KL-19 (6)	KL-13 (6)	KL-13 (24)	KL-16 (8)	KL-4 (4)	Ir-58 (3)	5/290 (4)	5/590 (7)	5/235 (4)	Pe-237 (18)
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	51.18	51.17	52.01	49.33	49.4	48.32	48.32	49.32	48.10	47.85	50.60	51.05	51.62	49.47
TiO <sub>2</sub>	0.40	0.49	0.35	1.07	1.05	1.01	1.05	1.10	0.80	1.00	0.41	0.33	0.28	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.97	2.07	1.70	5.79	5.2	6.44	6.30	6.47	8.15	5.54	4.09	3.50	4.05	5.49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.09	0.14	0.00
FeO	9.48	7.99	8.69	6.05	6.1	5.87	5.84	6.01	4.94	6.07	6.09	5.60	5.11	5.63
MnO	0.49	0.36	0.53	0.24	0.22	0.13	0.17	0.10	0.00	0.20	0.15	0.12	0.11	0.02
MgO	15.04	14.53	14.51	13.89	13.3	13.71	13.61	14.16	12.69	14.19	14.74	15.32	14.84	14.11
CaO	20.62	22.91	21.52	23.11	24	24.32	24.01	23.84	24.29	24.11	23.12	23.31	23.06	24.40
Na <sub>2</sub> O	0.41	0.34	0.35	0.20	0.2	0.19	0.15	0.15	0.13	0.20	0.33	0.22	0.27	0.02
Σ <sub>умма</sub>	99.59	99.84	99.68	99.67	99.47	100.0	99.48	101.1	99.09	99.15	99.56	99.56	99.47	99.59
Si	1.923	1.916	1.947	1.834	1.846	1.798	1.805	1.808	1.792	1.801	1.882	1.894	1.907	1.841
Al	0.087	0.091	0.075	0.253	0.230	0.282	0.278	0.280	0.359	0.246	0.179	0.153	0.176	0.241
Ti	0.011	0.014	0.010	0.030	0.029	0.028	0.030	0.030	0.022	0.028	0.012	0.009	0.008	0.012
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.004	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.298	0.250	0.272	0.188	0.190	0.183	0.183	0.185	0.154	0.191	0.190	0.174	0.158	0.175
Mn	0.015	0.011	0.017	0.007	0.007	0.004	0.005	0.003	0.000	0.006	0.005	0.004	0.003	0.001
Mg	0.842	0.811	0.809	0.770	0.739	0.760	0.758	0.774	0.705	0.796	0.817	0.848	0.818	0.783
Ca	0.830	0.919	0.862	0.920	0.960	0.970	0.961	0.937	0.970	0.972	0.921	0.927	0.913	0.973
Na	0.030	0.025	0.026	0.014	0.014	0.013	0.011	0.011	0.009	0.014	0.024	0.016	0.019	0.002
f	0.26	0.24	0.25	0.20	0.21	0.19	0.19	0.19	0.18	0.19	0.19	0.17	0.16	0.17

Примечание. \* – в скобках приведено число анализов. Ключевое рудопроявление: 1 – габбро апатит-магнетит-оливиновое мезократовое; 2 – габбро лабрадорное порфиroidное; 3 – габбро-норит; 4 – габбро апатит-магнетит-оливиновое, меланократовое с криптовым плагиоклазом; 5, 6 – плагиоклазовый клинопироксенит; 7, 8 – оливиновый клинопироксенит; 9 – кальцит-гранатовый метасоматит; 10 – троктолит. г. Косьвинский Камень: 11 – верлит, 12 – клинопироксенит, 13 – дунит клинопироксеновый. Качканарский массив: 14 – верлиты полосчатые.

Анализы 1 – 5 и 8 – 13 выполнены на микроанализаторе JXA-5 (ИГГ УрО РАН, аналитики Л.К. Воронина, В.Г. Гмыра); 6, 7 – на микроанализаторе Camebax (ГЕОХИ РАН, аналитик Н.Н. Кононкова), 14 – на микроанализаторе EDS Link 10000 (МГУ).

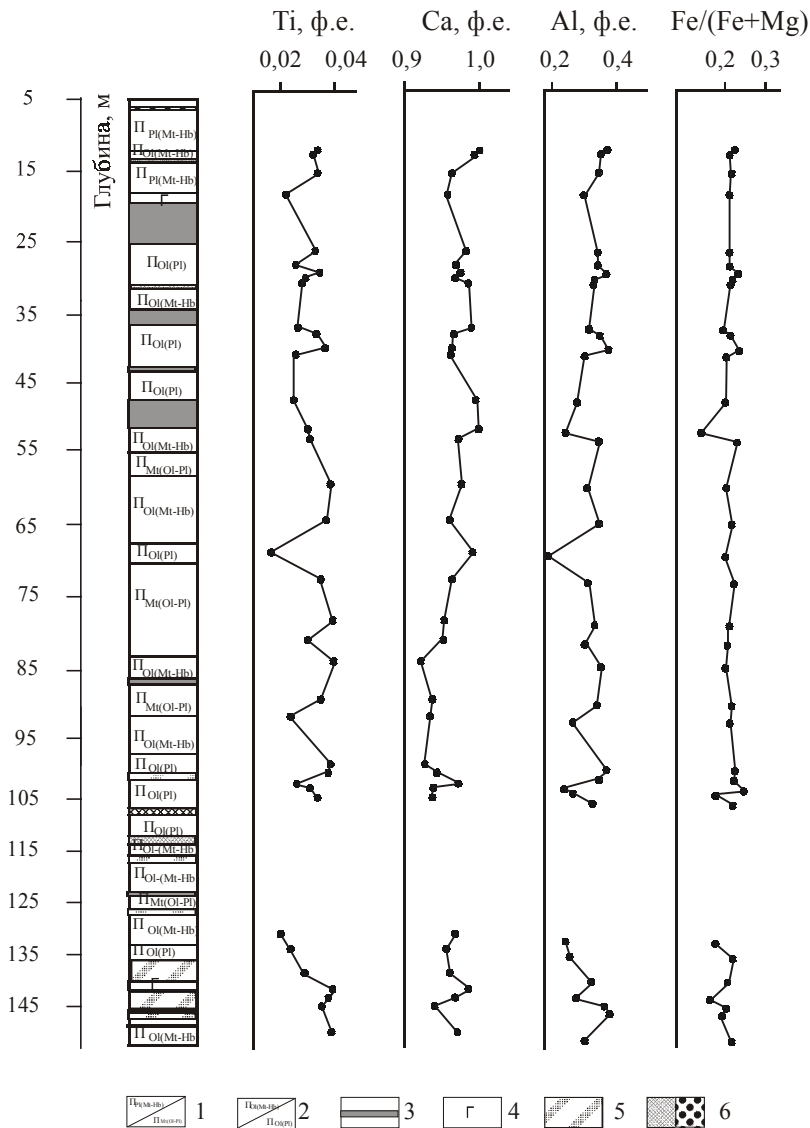


Рис. 4. Вариации концентраций титана, алюминия, кальция и железистости в клинопироксене по разрезу скважины К1-13.

1 – клинопироксениты плагиоклазовые с магнетитом и роговой обманкой и клинопироксениты магнетитовые с оливином и плагиоклазом; 2 – клинопироксениты оливиновые с плагиоклазом и клинопироксениты оливиновые с магнетитом и роговой обманкой; 3 – дайки основного состава; 4 – габбро двупироксеновые лабрадорные; 5 – верлиты; 6 – апатитовые оливиниты и оливин-магнетитовые породы.

рода (на уровне буфера Ni-NiO) [Loney, Himmelberg, 1992]. Образование клинопироксена фассаитового типа, сосуществующего с роговой обманкой в габбро ППУ, интерпретируется А.А. Ефимовым как результат водного метаморфизма оливиновых габбро, протекающего при температуре приблизительно

иное происхождение, чем породы дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии.

Как известно, кальциевый (более 50% Wo), обогащенный алюминием преимущественно в тетраэдрической координации, низкокремниевый клинопироксен, в котором  $Fe^{3+}$  преобладает над  $Fe^{2+}$  (фассаит), является типоморфным минералом магнезиальных скарнов и контактовых роговиков [Добрецов и др., 1971; Туровцев, 2002]. Клинопироксеном с отчетливо проявленной фассаитовой тенденцией сложены рудные амфиболсодержащие клинопироксениты Качканарского массива [Фоминых и др., 1987] и массива Солт-Чак на юго-востоке Аляски [Loney, Himmelberg, 1992]. Появление клинопироксена с таким составом является отражением низкобарических (ниже 2 кбар) сравнительно низкотемпературных (ниже 1000°С) процессов в условиях высокой фугитивности кисло-

700°С [Ефимов и др., 1999].

Вариации концентраций основных компонентов в клинопироксене субультрамафитов Ключевского участка не обнаруживают зависимости от положения пород в разрезе, при весьма слабой корреляции с составом самих пород. Это говорит о том, что формирование всех пород, независимо от их меланократовости и содержания оливина и магнетита, происходило практически одновременно при одних и тех же условиях. Учитывая, что образование субультрамафитов происходило в относительно низкотемпературных условиях с участием аномальных количеств фосфора и в присутствии большого количества флюида, обогащенного галогенами, мы предполагаем, что таким механизмом могла быть метаморфическая дифференциация, сопровождавшаяся перекристаллизацией пород и формированием горизонтов такси-



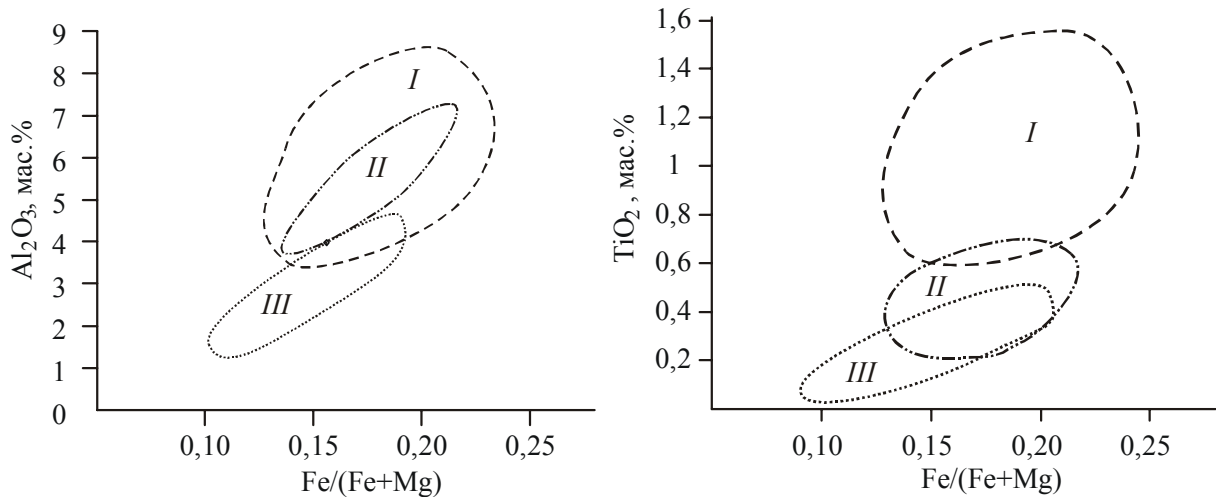


Рис. 5. Поля составов клинопироксена из пород субультрамафитовой группы Ключевского участка Волковского массива (I), оливинит-верлит-клинопироксенитового разреза южной части Качканарского массива (II) и дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии Косьвинского Камня, Кытлымский массив (III).

тов и пегматитов. Аналогичный механизм рассматривался ранее как один из вероятных для объяснения генезиса такситовых габбро Волковского массива и связанных с ними клинопироксенитов [Штейнберг, Еремина, 1963] и магнетитовых оливинитов, околорудных анортозитов и такситовых габбро в Кытлымском массиве (г. Сухогорский Камень) [Маегов, 1983].

Основные выводы сводятся к следующему. По составу клинопироксена в мафит-ультрамафитовом разрезе южного блока Волковского массива выделено две группы пород, имеющих, по-видимому, разный генезис. К первой группе относятся оливиниты, верлиты, клинопироксениты, меланогаббро и троктолиты. Все перечисленные разновидности связаны друг с другом постепенными переходами, характеризуются аномальными концентрациями фосфора и стронция. Эта серия пород является вмещающей для золото-палладиевого оруденения.

К другой группе пород относятся пострудные жильные порфиroidные габбро-нориты и оливиновые габбро, секущие породы субультрамафитовой серии. Для них характерны умеренные количества фосфора и стронция и отсутствие золото-палладиевой минерализации.

Показано, что состав породообразующего клинопироксена из пород рудовмещающей субультрамафитовой группы, отвечающий глиноземистому, титанистому диопсиду перемен-

ной железистости, не зависит от положения пород в разрезе и очень слабо коррелирует с составом самих пород. По содержанию глинозема и титана клинопироксен этой группы существенно отличается от клинопироксена дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий Платиноносного пояса Урала.

Формирование всей совокупности пород, вмещающих золото-палладиевое оруденение, могло быть результатом метаморфической дифференциации оливиновых габбро в условиях повышенной флюидонасыщенности системы.

Аналоги данного типа оруденения следует ожидать в пределах полей развития оливиновых габбро, преимущественно в местах интенсивного флюидного воздействия.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ грант 04-05-96009-р2004урал\_a и гранта НШ-85.2003.5.*

#### Список литературы

Аникина Е.В., Русин И.А., Кнауф В.В. и др. Новые данные о составе золото-палладиевого оруденения в ультрамафит-мафитовом разрезе южного блока Волковской интрузии на Среднем Урале // Докл. РАН. 2004. Т. 396. № 3. С. 377-382.

- Ефимов А.А., Маегов В.И., Флерова К.В., Яковлева О.М.* Стронций в габбро-гипербазитовых комплексах Урала // Геохимия. 1984. № 7. С. 971-984.
- Ефимов А.А., Потапова Т.А., Берлибле Д.Г.* Химическая эволюция пироксенов уральских габбро: роль барического, термического, кислородного и химического факторов // Геохимия. 1999. № 5. С. 466-485.
- Золов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др.* Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 2001. 199 с.
- Маегов В.И.* О генезисе магнетитовых оливинитов среди габброидов сухогорской ассоциации Кытлымского массива (Платиноносный пояс Урала) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 5. С. 1210-1213.
- Маегов В.И.* Пироксены в полосатой габбро-гипербазитовой серии Денежкина Камня (Северный Урал) // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1986. С. 27-34.
- Маегов В.И.* К петрологии Волковского месторождения медносulfидных и апатит-титаноманганитовых руд (Средний Урал) // Уральский геологический журнал. 1999. № 5. С. 57-71.
- Мурзин В.В., Молошаг В.П., Волченко Ю.А.* Парагенезис минералов благородных металлов в медно-железо-ванадиевых рудах волковского типа на Урале // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 5. С. 1200-1202.
- Русин И.А., Аникина Е.В., Берсенов С.Я.* Распределение благородных металлов в мафит-ультрамафитовом разрезе горы Ключевская, Волковский габбро-диоритовый массив // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2004. С. 346-353.
- Туровцев Д.М.* Контактный метаморфизм Норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 319 с.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В. и др.* Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352-370.
- Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В.* Петрология и рудогенезис Качканарского массива. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 184 с.
- Шмелев В.Р.* К особенностям минерального состава кальциевых гипербазитов Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1999. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2000. С. 161-165.
- Штейнберг Д.С., Еремина М.В.* Новые данные по петрологии Волковского месторождения // Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1963. Т. 1. С. 431-438.
- Loney R.A., Himmelberg G.R.* Petrogenesis of the Pd-rich intrusion at Salt Chuck, Prince of Wales island: an early Paleozoic alaskan-type ultramafic body // Canadian Mineralogist. 1992. Vol. 30. P. 1005-1022.