

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 3, Number 411 (2015), 42 – 56

**BASITE-ULTRABASITE PLATINUM-BEARING COMPLEXES
OF YEREIMENTAU-NIYAZ MEDIAN CRYSTALLINE MASSIF
(CENTRAL KAZAKHSTAN)**

V. G. Stepanets

RCMIR_COM, Germany.
E-mail: wladimir@stepanez.de

Keywords: platinum, copper-nickel ores, dunite, cortlandite, harzburgite, picrite, basalt, volcanoplutonic association.

Abstract. The Yereimentau-Niyaz crystalline massif contains several platinum-bearing basite-ultrabasite complexes. Among them subalkaline dunite-wehrlite-clinopyroxene (concentric zone massifs of Baron-type), cortlandite-norite-plagiogranite (layered intrusions and laccoliths of Kustas-type) and picrite-basalt (lavas and sills) complexes are included into a single volcanoplutonic association, while another association is represented by a dunite-harzburgite complex (serpentinite melange of Korzhunkol-type).

Chromian spinels from dunites associated with concentric zonal ultramafic massifs are chromites, allumochromites, and subferriallumochromites enriched in ZnO. High-calcium pyroxenes and clinopyroxenes in petrochemical composition are comparable to those of the Baron-type mineralization deposits bearing Au-Pt mineralization, which are associated with mafic and ultramafic complexes of the Urals Platinum Belt.

Chromian spinels in peridotites of the Kstau intrusive complex of cortlandites, norites and plagiogranites are chromites, allumochromites, subferrichromites and subferriallumochromites rich in ZnO. They show similarity to the platinum-bearing North Kamchatka mafic-ultramafic plutonic complexes. In addition to Cu-Zn-Ni-Co sulfide mineralization there is also indication of Au-Pt-Pd mineralization.

Characteristic features of the picrite-basalt volcanic rocks are high Fe concentrations, enrichment in LILE and negative Nb-Ta, Zr, Sr anomalies.

It is likely that picrite-basalt, subalkaline dunite-verlite and dunite-harzburgite complexes formed within the active continental margin and their origin is related to the magmatic processes in the supra-subduction zone.

УДК 552.321.5(574.3)

**ПЛАТИНОНОСНЫЕ
БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ
ЕРЕЙМЕНТАУ-НИЯЗСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО
СРЕДИННОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАНА)**

В. Г. Степанец

RCMIR_COM, Германия

Ключевые слова: платина, медно-никелевые руды, дуниты, кортландиты, гарцбургиты, пикриты, базальты, вулканоплутоническая ассоциация.

Аннотация. В пределах Ерейментау-Ниязского кристаллического срединного массива выделяются следующие платиноносные базит-гипербазитовые комплексы: субщелочной дунит-верлит-клинопироксеновый, кортландит-норит-плагиогранитовый и пикрито-базальтовый, образующие единую вулканоплутоническую ассоциацию, и дунит-гарцбургитовый комплекс.

Введение. Первое упоминание о присутствии элементов платиновой группы (ЭПГ) в базит-гипербазитах и связанных с ними пикритах Ерейментау-Ниязского района принадлежит А. Л. Котляру, В. И. Борисенку, В. В. Сухину [1]. Ими впервые была обоснована генетическая и пространственная связь ЭПГ с медно-никелевой и хромитовой минерализацией вулканоплутонического комплекса, пространственно приуроченного к выходам акдымской вулканогенно-терригенно-кремнистой серии.

Аккреционно-коллизийные комплексы Ерейментау-Ниязского кристаллического срединного массива представлены докембрийскими гнейсами, мраморами, амфиболовыми сланцами и кварцито-сланцевыми толщами, террейны которых перемежаются с кремнистыми отложениями верхнего кембрия и среднего ордовика.

Кремнистые фации акдымской серии представлены ритмично переслаивающимися кремнями, фтанидами, яшмами, реже известняками. На юге Ерейментау-Ниязского района силициты пространственно ассоциируют с породами вулканоплутонического комплекса, содержащими платиноносное оруденение [1], а на севере с лавами субщелочных оливиновых базальтов, в которых элементы платиновой группы не отмечены [2].

Все комплексы пород запечатаны флишево-олистоостромовыми отложениями верхнего ордовика [3]. Породы аккреционно-коллизийных комплексов (террейнов) обнажаются в виде тектонических окон, покровов или клиньев среди средне-верхнепалеозойских отложений.

Геологическое строение и вещественный состав Ошагандинского супертеррейна. Ошагандинский супертеррейн обнажается на юге Ерейментау-Ниязского кристаллического срединного массива (рисунок 1) в междуречье Улькен-Кундызды, Ошаганды и Шокай.

Наиболее древними породами в данном районе считаются террейны протерозойских порфиробластовых плагиоклазовых гнейсов, обычно сильно слюдистых, и сланцев того же состава, мелкозернистых и лишенных порфиробластов, включающих редкие линзы мраморов, выделяемых Р. М. Антонюком и Л. И. Филатовой в осакаровскую свиту. Ее выходы наиболее хорошо обнажены южнее поселка Новый Кронштадт, что находится на реке Ошаганды [2].

Также в этом районе известны террейны амфиболовых сланцев и амфиболитизированных порфиридов по туфам, реже лавам, с единичными горизонтами мраморов, выделяемых Р. М. Антонюком и Л. И. Филатовой в ошагандинскую свиту. Породы ошагандинского террейна частично сохраняют черты сходства с основными вулканитами, эллипсоидальную отдельность, слоистость в метаморфизованных туфах, что, по мнению В. Б. Беспалова, может представлять продукт метаморфизма базальтов офиолитовых комплексов [2]. Судя по химическому составу амфиболитов, приведенному в таблице 1 [2], они могут отражать состав раннеостроводужных вулканитов.

В русле реки Ошаганды и в горах Нияз вскрываются протяженные террейны рифейских филлитовых и углеродистых сланцев в ассоциации с железистыми колчеданами. Узкие протяженные блоки ниязских сланцев пространственно сопряжены с полями развития акдымской серии. Ниязские сланцы постепенно сменяются святогорской толщей, которая состоит, главным образом, из blastopсаммитовых кварцитов и метаморфизованных кварцевых, реже серицит-хлорит-кварцевых сланцев [2].

В ассоциации с ниязской и святогорской толщами ранее описывались линзы внутрiformационных конгломератов с галькой и валунами кварцитов [2]. В последние годы эти отложения сопоставляются с олистоостромовыми комплексами [5]. На севере гор Нияз полимиктовые песчаники с линзами разногальчных конгломератов содержат обособления с карбонатным цементом, в которых найдены брахиоподы и трилобиты верхнетремадокского и флоского ярусов нижнего ордовика [6].

Структурно выше залегают тектонические покровы акдымской серии (G_3-O_2). В основании покровов находятся алевролиты с рассеянной галькой известняков, кремней, базальтов, амфиболитов и зеленых сланцев, напоминающих тиллитоподобные конгломераты [2], которые позднее были проинтерпретированы как олистоостромовые фации [3].

В целом, как отмечают составители геологической карты [2], акдымская серия характеризуется ритмично переслаивающимися кремнями, яшмами, кремнистыми алевролитами, фтанидами. Среди фтанидов нижней части разреза находятся прослои ванадиеносных сланцев или



Рисунок 1 – Геодинамическая схема северо-востока Центрального Казахстана (по: [4] с изменениями и дополнениями автора)

1 – Кокшетауский кристаллический массив; 2 – Ишимская пассивная окраина континента; 3 – Ерейментау-Ниязский кристаллический срединный массив; 4 – Селетинский задуговой сиалический бассейн (C_1-O_3); 5 – Степнякский рифт (O_{1-3}); 6 – Ащикольская активная окраина (C_1-O_3); 7 – Девонский вулканоплутонический пояс (D_{1-2}); 8 – гранитоиды; 9-10 – комплексы задуговых бассейнов: 9 – Шакшанского (C_1-O_3), 10 – Шидертинского (S_1-D_2); 11-12 – комплексы преддуговых бассейнов: 11 – Баянаул-Акшатауской (O_1-S_1), 12 – Нурынско-Карасорский (S_2-D_2); 13 – аккреционно-коллизонные комплексы (O_{1-3}); 14 – рифтогенные комплексы (D_{2-3}); 15 – континентально морские отложения (D_2-C_2); 16 – граниты (P_2); 17 – надвиги; 18 – разломы; 19 – геологические границы; 20 – Ошагандинский супертеррейн; 21 – террейны: 1 – Кустас, 2 – Астаховский, 3 – Вольский, 4 – Коржункольский, 5 – Олентинский, 6 – Тюлькуламский; светлые поля – континентальные отложения (J-Q).

железомарганцевых руд. В ассоциации с красными яшмами и фтанидами встречаются покровы базальтов, их туфов и сопровождающие их дайки и силлы диабазов и габбро-диабазов. Повидимому, в этой части разреза в междуречье Улькен-Кундызды, Ошаганды и Шокай, А. Л. Котляр и его соавторы [1] среди полимиктовых песчаников и гравелитов отмечают присутствие афировых базальтов, пикритов и их туфов, а также кремнистых алевролитов и туффитов.

Эта часть разреза рассматривается как рудоносная [1], где пикриты, афировые базальты с микрофитовой, спилитовой, реже вариолитовой структурами, образуют лавовые покровы мощностью от 7 до 20 м. В последние годы Л. И. Магретова [7] эту часть разреза акдымской серии выделяет в самостоятельную тиесскую свиту нижнего кембрия. К. Е. Дегтярев [8] включает базальты тиесской свиты в состав ерейментауской серии нижнего кембрия.

Тиесская свита сложена пикрито-базальтами, оливиновыми субщелочными базальтами, гиаобазальтами, лавобрекчиями и их туфами, в верхах разреза встречаются горизонты зелено-серых кремнистых пород.

Основная масса базальтов состоит из тонких лейст основного плагиоклаза, нередко альбитизированного, и мелких зерен моноклинного пироксена, погруженных в разложенное хлоритизированное стекло. Очень редко отмечаются изометричные фенокристаллы оливина. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом.

Пикрито-базальты, напротив, содержат крупные вкрапленники оливина и реже моноклинного пироксена. Рудные минералы представлены феррихромитом, хроммагнетитом, ильменитом. Крупные зерна хромита содержат включения шпинели и пирротина.

Предполагается, что изливание базальтов и пикритов сопровождалось внедрением малых тел, даек пироксенитов, гарцбургитов, кортландитов, габбро и диабазов, а также небольших массивов плагиогранитов. Пироксениты и кортландиты содержат хромитовую, хроммагнетитовую и хромшпинелидовую минерализацию. Рудоносные перидотиты вскрыты картировочными скважинами северо-восточней горы Кустас в долине истоков реки Сабыркожа. Рудная минерализация обусловлена наличием кобальта, никеля, хрома, а также платины, палладия, иридия и осмия [1]. Присутствие гарцбургитов, роговообманковых перидотитов (кортландитов) указывает на принадлежность мафит-ультрамафитов *террейна Кустас* к кортландит-норит-плагиогранитовой формации, с такими комплексами, как правило [9], генетически связаны сульфидно-никелевые руды, содержащие элементы платиновой группы.

Особого внимания заслуживает описание субщелочных перидотитов и клинопироксенитов *Астаховского террейна* (рисунок 1 (2)), наиболее известного как Астаховская аномалия. Впервые она была обнаружена Н.П. Хомченко в 1960 г. в процессе проведения региональных геолого-геофизических исследований в северном обрамлении Карагандинского угольного бассейна. В конце 80-х годов прошлого столетия аномалия была детально исследована геологами Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ в процессе проведения среднemasштабного геологического доизучения с использованием глубинного картировочного бурения [10]. Астаховская аномалия перекрыта мощным (20–80 м) чехлом кайнозойских отложений.

По результатам бурения выявлены перидотиты в восточной части аномалии, а на ее западном фланге вскрыты олистостромовые образования верхнего ордовика, включающие глыбы и отторженцы вулканогенно-кремнистых пород, линзы лиственитов, серпентинизированных перидотитов. Предполагается, что террейн представляет собой меридионально ориентированное тело эллипсоидальной формы протяженностью 5 км при ширине до 3 км.

В строении собственно Астаховского террейна принимают участие чередующиеся клинопироксениты различной зернистости и дуниты, последние слагают редкие тела мощностью не более 10 м. Судя по слоистости перидотитов и пироксенитов, террейн залегает субгоризонтально к дневной поверхности.

Состав массива был детально исследован К. Е. Дегтяревым и его соавторами [10], которые отмечают присутствие флогопитсодержащих дунитов, слюдистых, титаномагнетитовых, биотит-роговообманковых и апатитсодержащих клинопироксенитов. В качестве акцессорных минералов в флогопитсодержащих дунитах присутствуют хромшпинелиды, реже наблюдаются кристаллы хромсодержащего эндиопсида. Рудные минералы в полосчатых клинопироксенитах представлены титаномагнетитом, халькопиритом и пиритом.

По петрологическим и минералогическим признакам оруденение Астаховского террейна автор сопоставляет с малосульфидным золото-платино-палладиевым оруденением баронского типа, известного в мафит-ультрамафитах на Среднем Урале [11].

В пределах *Вольского оврага* (рисунок. 1 (3)) обнажаются редкие выходы щелочных слюдистых пироксенитов и перидотитов. Основная часть террейна перекрыта четвертичными отложениями. В период проведения геологической съемки А. Д. Гидасповым (1989) большая часть террейна была вскрыта профилем картировочных скважин. Его общая площадь не превышает трех квадратных километров. По минералогическому составу и текстурному сложению щелочные слюдистые пироксениты и серпентинизированные дуниты сопоставляются с интрузивными аналогами лампроитовой группы.

Геологическое строение и вещественный состав Коржункульского террейна. *Коржункульский* дунит-гарцбургитовый комплекс обнажается в районе оз. Телесколь, что восточнее поселка Ерейментау (рисунок 1 (4)), где его породы образуют тектонический покров шарьированный на кремнистые породы акдымской серии. В составе покрова встречаются разнозернистые и порфирировидные габбро, а также верлиты, пироксениты, вебстериты, дайки долеритов и плагиогранитов, которые погружены в дунит-гарцбургитовый серпентинитовый меланж. Выше обнажаются тектонические покровы базальтов ордобайской свиты, которые сменяются туфами риодацитов, туфогенно-осадочными породами с горизонтами андезибазальтов, андезитов, риодацитов и риолитов телескольской свит [5].

Геологическое строение и вещественный состав Олентинского террейна. *Олентинский* субщелочной дунит-верлит-лерцолит-пироксенит-габбровый комплекс (рисунок 1 (5)) впервые был выявлен в 1975 г. М. П. Щебуняевым в процессе проведения геолого-геофизических исследований Бозшакольского рудного района. Несколько позднее в процессе проведения геологического доизучения Олентинский массив был разбурен поисково-картировочными скважинами и детально петрологически исследован Л. И. Магретовой [7].

Олентинский комплекс слагает серию тектонических покровов, прослеживающихся на расстоянии более чем 14 км при максимальной ширине их выходов до 1000 м.

Ядро массива (мощностью более 500 м) сложено чередующимися дунитами, верлитами, амфиболовыми верлитами, реже встречаются флогопитовые верлиты и лерцолиты, а еще реже гарцбургиты.

Верлиты постепенно сменяются толщей (более 200 м мощностью), часто переслаивающихся флогопит-биотитовых, роговообманковых клинопироксенитов, титаномагнетитовых клинопироксенитов, полосчатых габброидов, реже встречаются горнблендиты и ромбические пироксениты.

Шпинели встречаются только в дунитах и перидотитах, повышенные содержания титаномагнетита и апатита отмечаются в габброидах и пироксенитах, причем в пироксенитах иногда отмечаются концентрации титаномагнетита и апатита, близкие к промышленным содержаниям.

Радиологический возраст Олентинского массива определен К-Аг методом по флогопиту из верлитов, по биотиту и роговой обманке из клинопироксенитов составляет 480–510 млн лет [12].

Дуниты, как правило, серпентинизированы, оливин сохраняется крайне редко. Акцессорные минералы представлены хромшпинелидами и новообразованным магнетитом. Дуниты, содержащие более 10 % клинопироксенов, переходят в верлиты.

Верлиты частично серпентинизированы. На фоне нацело серпентинизированного оливина четко видны крупные ксеноморфные кристаллы клинопироксенов. Акцессорные минералы представлены хромшпинелидами и титаномагнетитом. В лерцолитах обычно присутствуют кристаллы неизменных клинопироксенов, а в гарцбургитах ортопироксен замещается хлоритом и серпентином.

Петрогеохимическая характеристика. Ниже будет дана петрогеохимическая характеристика пород Ошагандинского супертеррейна по ранее опубликованным материалам предыдущих исследований [1, 5, 10], а также по архивным материалам составителей геодинамической карты Центрального Казахстана [4] и по данным Э. М. Спиридонова [7].

Платиноносная пикрито-базальтовая формация представлена преимущественно high-Fe (FeOт < 15.92 мас.%) примитивными и дифференцированными базальтами, реже пикритами. Они, как правило, отвечают диопсид-гиперстен-нормативным с оливином толеитам, значительно реже присутствуют кварц- и нефелин-нормативные толеитовые и щелочные вулканиты.

High-Fe примитивные и дифференцированные базальты обогащены Na₂O (<4.06 мас. %), уровень концентрации Al₂O₃ не превышает 15.68 мас. %, а TiO₂ изменяется от 0.95 до 2.00 мас. %, что в целом характерно для континентальных базальтов или базальтов задуговых спрединговых сиалических бассейнов (рисунок. 2).

Дифференцированные базальты обеднены Cr (<92.8 г/т), Ni (49.9 г/т) Co (43.29 г/т), однако обогащены Y (<62 г/т), Rb (<12 г/т), Pb (<1.38 г/т), Nb (<7.4 г/т). Примитивные базальты напротив обогащены Cr (<125.2 г/т), Ni (66.5 г/т), Pb (<1.87 г/т), но несколько обеднены Y (<29 г/т), Rb (<3 г/т), Nb (<4.6 г/т), что исключает их океаническое происхождение. Высокие отношения [13] Ba/Yb (15-22), а также Nb-Ta, Zr минимумы и Pb максимум на спайдерграммах свидетельствуют о

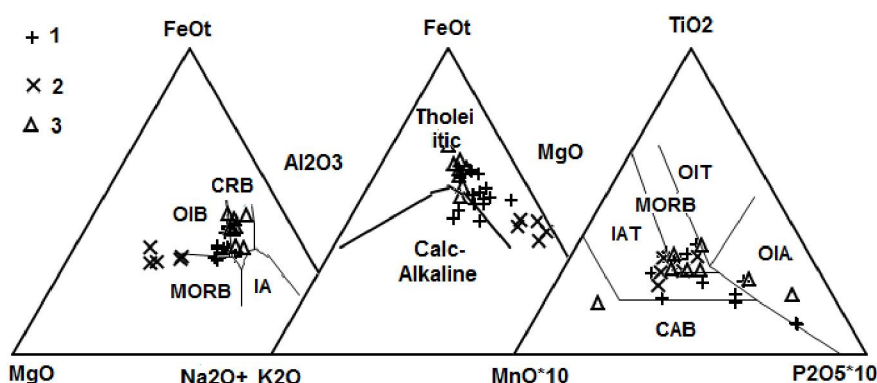


Рисунок 2 – Бинарные диаграммы 10-MnO-10-P₂O₅-TiO₂ [18], MgO-Al₂O₃-FeOt [19], Na₂O+K₂O-FeOt-MgO [20] для базальтов акдымской серии: 1 – примитивные базальты; 2 – пикриты; 3 – деплетированные базальты.

значительном влиянии надсубдукционной компоненты. На диаграммах $Ce_N/SrN/Sm_N$ [14] и $La/10-Y/15-Nb/8$ [15] их фигуративные точки перекрывают поля базальтов задуговых спрединговых бассейнов, что хорошо согласуется с их петрохимическим составом.

Крайне редко встречаются высокофосфористые ($P_2O_5 > 0.77$ мас. %) базальты обогащенные Nb (<59.4 г/т), Ta (4.2 г/т), Zr (338 г/т), La (47.64 г/т), Ce (102.42 г/т), Nd (49.38 г/т), Hf (7.8 г/т), Pb (3.52 г/т), Th (6.0 г/т), U (1.2 г/т), что отражает их плюмовую природу. Высокое отношение [13] Ba/Yb (204) не исключает их надсубдукционное происхождение. Относительно OIB [16] они обеднены редкоземельными элементами, а на спайдерграммах отчетливо прослеживаются Nb-Ta, Sr и Ni-Cr минимумы, подтверждая тем самым их надсубдукционную природу. На диаграмме $La/10-Y/15-Nb/8$ [15] они однозначно перекрывают поле континентальных базальтов, на мультиплицированных многокомпонентных диаграммах [17] они также соответствуют составу базальтов континентальных рифтов.

Все это позволяет рассматривать базальты акдымской серии как производные обогащенной мантии фракционирующей в пределах сиалического задугового бассейна.

Двупироксеновые ультраосновные пикрито-базальты ($SiO_2 < 45.06$ мас. %) образуют своеобразную группу пород, для которых характерны умеренно низкие (<9.9 мас. %) и умеренные (<12.12 мас. %) концентрации Al_2O_3 , а так же P_2O_5 (<0.11 мас. %) и TiO_2 (<1.3 мас. %). Пикрито-базальты, по отношению к ассоциирующим с ними базальтам, характеризуются относительно низкими концентрациями Na_2O (0.36-1.92 мас. %), что исключает вторичную природу натрия в примитивных и дифференцированных базальтах, ассоциирующих с пикритами. Пикрито-базальты обогащены элементами сидерофильной группы, а также Yb, La, их уровень содержания в несколько раз выше, чем кларковые концентрации базальтов по А.В. Виноградову [1].

Крайне редко встречаются субщелочные базальты с петрохимическими характеристиками ($MgO = 14.29$ мас. %; $CaO/Al_2O_3 = 1.6$) анкараритов.

Высокий коэффициент магнезиальности вулканитов акдымской серии свидетельствует о высокой температуре (<1280°) расплавов, а геохимический состав о глубоком источнике пикрито-базальтовых магм, образование которых могло быть связано с процессом рециклинга океанической литосферы в зоне субдукции. Фракционирование расплавов пикрито-базальтовой формации выражается в росте магнезиальности пород вверх по разрезу и достигает своего максимума в пикритах [1].

Кустасский кортландит-норит-плагιοгранитный комплекс. Гарцбургитовые серпентиниты, встречающиеся в ассоциации с вулканитами пикрито-базальтовой формации, ничем не отличаются от истощенных перидотитов ($TiO_2: 0.01$ мас. % и $P_2O_5 < 0.05$ мас. %) надсубдукционных офиолитов.

Кортландиты ($SiO_2: 46.86$ мас. %), напротив, обогащены TiO_2 (1.18 мас. %), P_2O_5 (0.16 мас. %), что значительно превышает таковые петрогенные окислы кумулятивных лерцолитов надсубдукционных комплексов энзиматических островодужных систем. Их аксессуарные хромшпинелиды характеризуются повышенными концентрациями ZnO (<0.33 мас. %, рисунок 3), что также не свойственно шпинелидам перидотитов надсубдукционных офиолитов энзиматических островодужных систем.

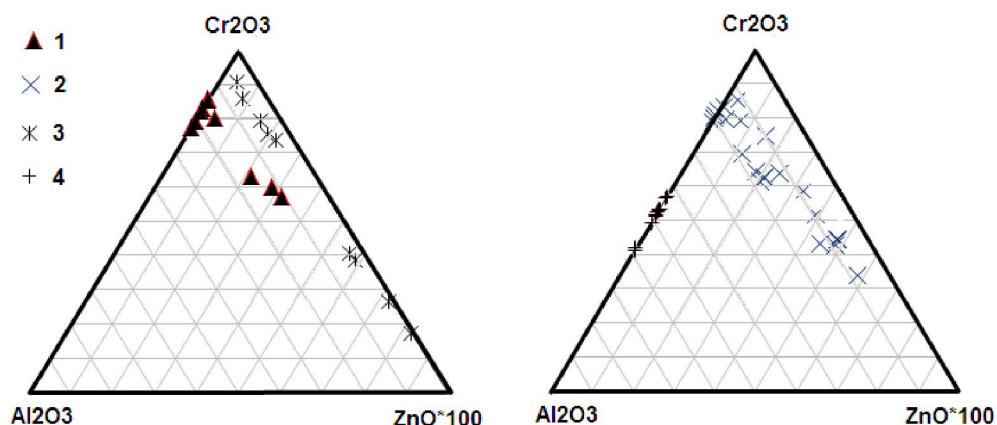


Рисунок 3 – Бинарная диаграмма Al_2O_3 - Cr_2O_3 - ZnO -100 шпинелидов перидотитов террейнов: 1 – Кустанского, 2 – Астаховского, 3 – Вольского, 4 – Олентинского (по: [7, 10]).

Высококальциевые, оливинсодержащие пироксениты обогащены TiO_2 (1.56 мас. %), Al_2O_3 (5.65 мас. %), P_2O_5 (0.16 мас. %). В их нормативный состав входят плагиоклаз (20.13 %), ортоклаз (4.02 %), диопсид (44.14 %), гиперстен (10.05 %), оливин (4.43 %), а также ильменит, магнетит и апатит, тем самым они находят некую аналогию с высокофосфористыми базальтами акдымской серии. Высокий уровень концентраций Al_2O_3 и TiO_2 сближает их с рудными клинопироксенитами платиноносных комплексов Камчатского региона [22].

Субщелочные габбро-диориты наряду с высокими содержаниями щелочей (7.10 мас. % при резком преобладании Na_2O над K_2O) обеднены TiO_2 (0.70 мас. %), Al_2O_3 (15.80 мас. %) и P_2O_5 (0.29 мас. %).

Астаховский субщелочной дунит-верлит-клинопироксеновый комплекс. Наиболее детально петрохимически были исследованы слюдястые, титаномагнетитовые, биотит-роговообманковые, оливиновые и апатитсодержащие клинопироксениты [10].

Титаномагнетитовые клинопироксениты обогащены TiO_2 (1.13 мас. %) и $FeOt$ (20.54 мас. %), концентрации P_2O_5 не превышают 0.50 мас. %, тогда как оливиновые клинопироксениты обеднены TiO_2 (0.10 мас. %) и $FeOt$ (>3.33 мас. %) и характеризуются крайне низкими концентрациями суммарных щелочей (0.39 мас. %), P_2O_5 (0.04 мас. %). В апатитсодержащих клинопироксенитах уровень концентрации P_2O_5 превышает 1.02 мас. %, также закономерно возрастает роль оксида титана (0.72 мас. %) и суммарного железа (17.43 мас. %).

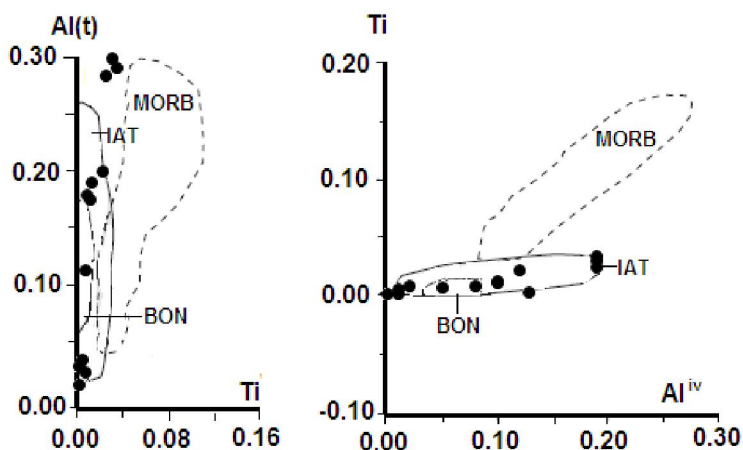
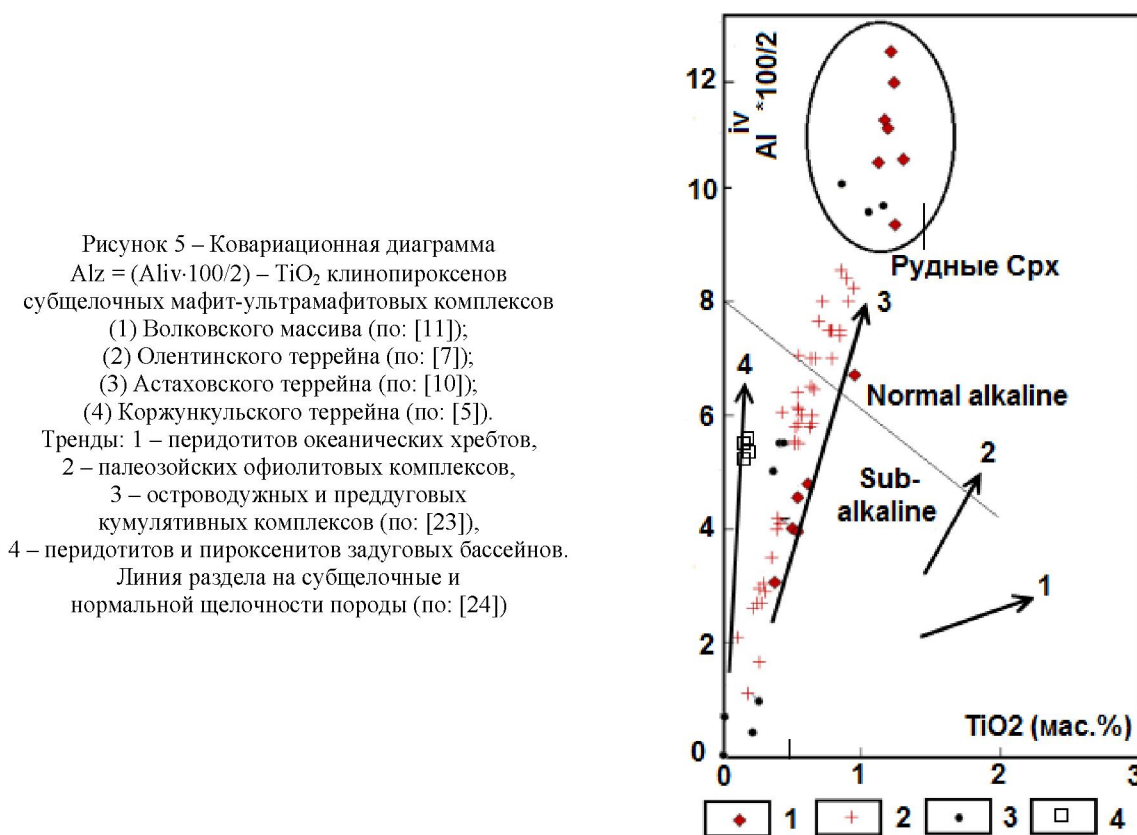


Рисунок 4 – Ковариационные диаграммы $Al(t)$ – Ti ; Ti - Al^{IV} (атомные отношения) клинопироксенов Астаховского террейна (по: [10]).

Поля: IAT – островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [21]).

Породообразующие высококальциевые пироксены отвечают диопсиду [10]. Довольно четко выделяются три группы клинопироксенов, не содержащих Cr_2O_3 , что отличает их от клинопироксенов Олентинского массива. Первая группа представлена low-Al (0.41-0.84 мас. %)/Ti (<0.25 мас. %), вторая группа отвечает med-Al (2.67-4.55 мас. %)/Ti (0.22-0.44 мас. %) клинопироксенам. Особую группу составляют high-Al (<6.69 мас. %)/Ti (<1.16 мас. %) рудные клинопироксениты.

На ковариантных диаграммах (рисунок 4) фигуративные точки клинопироксенитов первой и второй групп перекрывают поля пироксенов бонинитовых и островодужных комплексов, а рудные клинопироксениты частично выходят за границы пироксенов надсубдукционных комплексов. Ассоциирующие с ними титаномagnetиты, наряду с высокими концентрациями Fe_2O_3 (63.89 мас. %), TiO_2 (3.01 мас. %), обогащены Al_2O_3 (2.97 мас. %) и MgO (1.27 мас. %). В целом все это сближает рудные клинопироксениты Астаховского террейна (рисунок 5) с таковыми малосульфидного золото-платино-палладиевого оруденения баронского типа, впервые изученного в мафит-ультрамафитах на Среднем Урале [11].



На потенциальную рудоносность дунит-верлит-пироксенитового комплекса Астаховского террейна указывает и состав хромшпинели дунитов (рисунок 3). Как известно [26], ZnO богатые шпинели являются показателями сульфидной минерализации субщелочных габбро-перидотитовых комплексов, которые наряду с сульфидами Cu-Zn-Ni-Co несут и Au-Pt-Pd минерализацию.

Резко обособленную группу образуют хромшпинелиды дунитов *Вольского террейна*. Хромшпинелиды в своем большинстве отвечают low-Ti хромитам и крайне редко встречаются феррихромиты (рисунок 6). От хромшпинелидов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов они отличаются весьма низкими концентрациями Al_2O_3 (<5.46 мас.%), MgO (<7.78 мас. %) и Fe_2O_3 (4.67 мас. %). В low-Zn хромитах концентрации Al_2O_3 практически постоянны и не превышают 3.8 мас. %. Тогда как в богатых цинком ($\text{ZnO} > 0.84$ мас. %) хромитах Al_2O_3 изменяется от 2.64 до 5.46 мас. %.

Феррихромиты существенно обогащены Fe_2O_3 (19.99 мас.%), а также ZnO (2.35 мас.%), MnO (2.60 мас.%) и NiO (0.33 мас. %) при крайне низком содержании Al_2O_3 (1.09 мас. %). Обогащенные

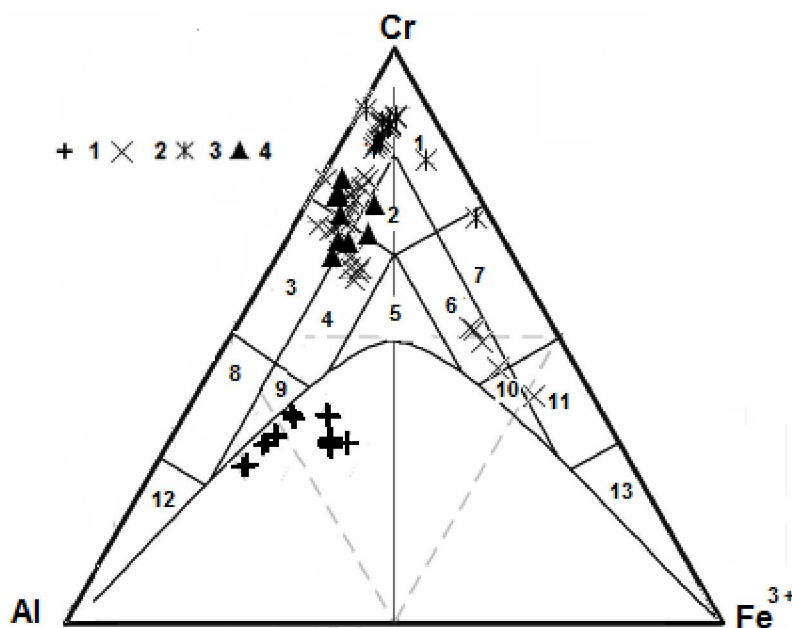


Рисунок 6 – Составы хромшпинелидов перидотитов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов Центрального Казахстана.

Поля (по: [25]): 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферри-хромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит.

1 – перидотиты Олентинского террейна; 2 – дуниты Астаховского террейна; 3 – дуниты террейна Вольский овраг; 4 – перидотиты террейна Кустас.

цинком хромиты, учитывая их низкие концентрации Al_2O_3 , MgO и Fe_2O_3 , могут быть сопоставлены с хромитами из алмазонасных ассоциаций. Тем не менее, они не по всем параметрам близки к хромитам из алмазонасных ассоциаций. Если в обогащенных цинком хромитах соотношения ZnO к Cr_2O_3 связаны положительной корреляцией, что характерно для алмазонасных ассоциаций, то такая корреляция не характерна для MgO и ZnO .

О петрохимическом составе пород коржункульского комплекса имеется крайне скудная информация [5]. Клинопироксениты по содержанию TiO_2 (0.18 мас.%) и коэффициенту $Al^{IV} \cdot 100/2$ приближаются к таковым из разрезов перидотитов задуговых сиалических бассейнов (рисунок 5). High-Al (20.76 мас.%) / low-Ti (0.31 мас.%) габбро отвечают по составу известково-щелочным породам сиалических островных дуг. Low-Al (14.61 мас.%), med-Ti (1.11 мас.%) габброиды находят аналогию с высокомагнезиальными толеитами, по-видимому, рифтогенных комплексов.

При характеристике петрохимической специализации Олентинского массива был использован аналитический материал полученный Л. И. Магретовой [7].

По химическому составу дуниты и гарцбургиты Олентинского массива обладают рядом специфических особенностей и прежде всего повышенным уровнем содержания Al_2O_3 от 0.59 -1.32 до 0.77-1.84 мас. % соответственно. Дуниты являются нефелин-корунд-нормативными породами, гарцбургиты-корунд-нормативными породами, что обусловлено, по-видимому, увеличением роли ортопироксена и шпинели в гарцбургитах. Величина отношения $MgO/(MgO+FeO_t)$ для дунитов составляет 0.77-0.83, а у гарцбургитов 0.79-83, что несколько ниже, чем в таковых метаморфических перидотитов. Общим для дунитов и гарцбургитов Олентинского массива является несколько повышенный уровень концентрации P_2O_5 (0.012-0.09 мас.%), крайне низкие концентрации CaO (0.1 мас. %), что отличает их от перидотитов мафит-ультрамафитовых комплексов офиолитов. По отношению Al_2O_3 к CaO они отвечают крайне низкокальциевым перидотитам преддуговых бассейнов (рисунок 7).

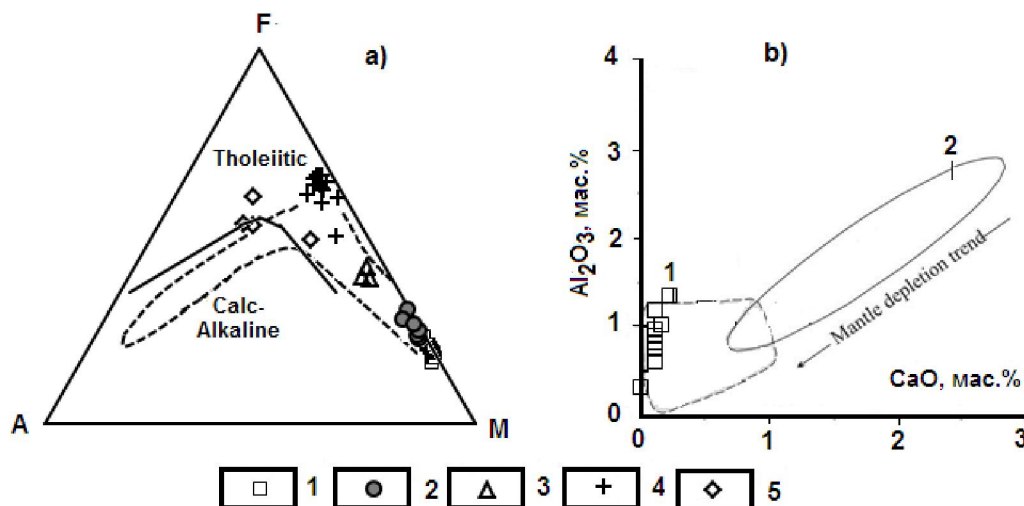


Рисунок 7 – Диаграммы (a) AFM [28] и (b) Al₂O₃-CaO [28] для пород Олентинского массива (по: [7]).

1 – дуниты и гарцбургиты; 2 – верлиты; 3 – верлиты с флогопитом; 4 – клинопироксениты; 5 – габброиды; пунктирной линией показано поле магматических пород Олоторского преддугового хребта Северной Камчатки (по: [29])

Кумулятивные гарцбургиты и верлиты отличаются друг от друга содержанием CaO, который резко преобладает в последних (CaO < 7.76 мас. %). Верлиты отвечают нефелин-нормативным породам, тогда как гарцбургиты содержат нормативный корунд. С повышением количества флогопита в верлитах закономерно возрастает уровень концентрации K₂O (< 2.36 мас.%) и TiO₂ (< 0.90 мас.%). В кумулятивных флогопитсодержащих дунитах роль щелочей (1.3 мас.%) и TiO₂ (< 0.32 мас.%) уменьшается.

В апатитсодержащих клинопироксенитах содержание P₂O₅ превышает 1.37 мас. %. Клинопироксениты являются, независимо от модального содержания апатита и титаномagnetита, нефелин-нормативными породами.

Габброиды по геохимическому составу подразделяются на две группы. Первая группа представлена высокоглиноземистыми (Al₂O₃ < 18.12 мас.%) щелочными габбро с калиевым (K₂O > 2.7 мас. %) уклоном. Вторая представлена низкоглиноземистыми (Al₂O₃ = 14.3 мас.%) норитами с высоким содержанием Na₂O (4.2 мас. %). По отношению к габбро они обеднены CaO (6.19 мас. %) и P₂O₅ (0.11 мас. %), но обогащены TiO₂ (2.1 мас.%).

Клинопироксен встречается во всех породах олентинского комплекса. По составу он меняется от хромдиопсида (Cr₂O₃ > 0.43 мас.%) до диопсида и салита [7]. Хромдиопсид встречается в верлитах и лерцолитах, тогда как в клинопироксенитах и в слюдистых клинопироксенитах чаще наблюдается диопсид.

Хромдиопсид лерцолитов относительно верлитов обогащен MgO (17.25 мас.%), но обеднен Al₂O₃ (1.64 мас.%), TiO₂ (0.18 мас.%), однако уровень концентрации CaO изменяется относительно слабо < 23.20 мас.% и 22.22 мас.% соответственно. Наиболее высокий уровень TiO₂ (0.81 мас.%) отмечен в клинопироксенитах, тогда как содержания MgO (12.55 мас.%) меньше чем в верлитах и лерцолитах. Клинопироксениты перидотитов на ковариантных диаграммах перекрывают поле островодужных комплексов (рисунок 8). Оливин изучен только в перидотитах. Оливин верлитов характеризуется устойчивым коэффициентом железистости (Fe#: 14-15) и преобладанием NiO (0.19-0.23 мас.%) над Cr₂O₃ (0.01 мас. %), тогда как оливин лерцолитов менее Fe# (10-12), а Cr₂O₃ (0.24-0.28 мас.%) больше чем NiO (0.15-0.20 мас.%). Амфиболы по составу соответствуют паргасит-гастингситу, причем его состав крайне непостоянен, в перидотитах он отвечает хромсодержащему (Cr₂O₃: 0.93 мас. %) паргасит-гастингситу, а в горнблендитах титанистому (TiO₂: 1.99 мас. %) паргасит-гастингситу.

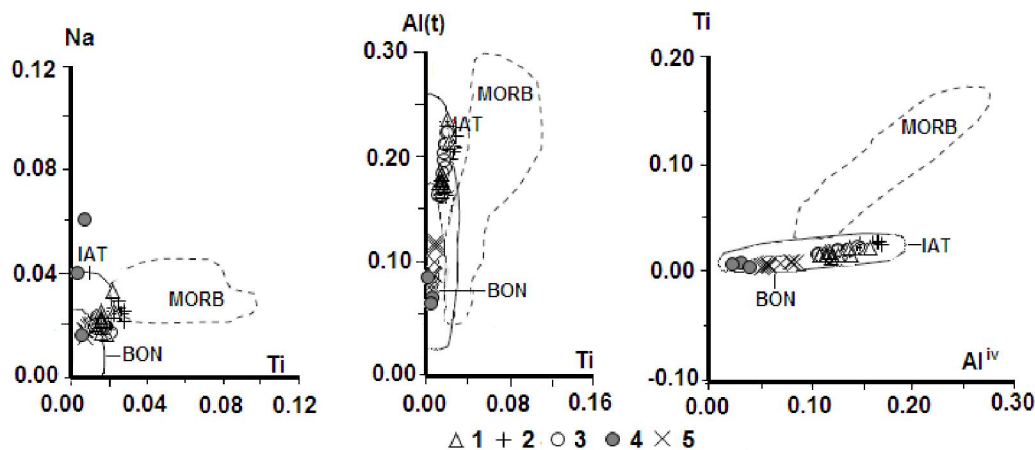


Рисунок 8. – Ковариационные диаграммы Na – Ti; Al(t) – Ti; Ti – Al^{IV} (атомные отношения) клинопироксенов Олентинского массива (по: [7]).

Поля: IAT– островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [21]). 1 – верлиты; 2 – клинопироксениты; 3 – слоистые клинопироксениты; 4 – лерцолиты; 5 – горнблендиты.

Хромшпинелиды по петрохимическому составу отвечают субферрихромпикотиту ($Cr_2O_3 < 30.41$ мас.%, $Fe_2O_3 < 14.09$ мас.%) и феррихромпикотиту ($Cr_2O_3 > 25.15.9$ мас.%, $Fe_2O_3 > 17.88$ мас.%) и не содержат ZnO (рисунок 6).

Выводы. В пределах Ерейментау-Ниязского кристаллического массива выделяются следующие платиноносные базит-гипербазитовые комплексы: субщелочной дунит-верлит-клинопироксеновый (концентрически-зональные массивы баронского типа), кортландит-норит-плагиогранитовый (расслоенные интрузии и лакколиты кустасского типа) и пикрито-базальтовый (лавы и силлы), образующие единую вулканоплутоническую ассоциацию, дунит-гарцбургитовый (серпентинитовые меланжи коржункольского типа).

Астаховский субщелочной дунит-верлит-клинопироксеновой комплекс сложен разнозернистыми дунитами, верлитами, биотитовыми, флогопитовыми, титаномагнетитовыми, биотит-роговообманковыми, оливиновыми и апатитсодержащими клинопироксенитами. Важно отметить, что ортопироксеновые разности пород отсутствуют.

Шпинелиды дунитов обогащены ZnO и согласно классификации И. В. Павлова [25] в большинстве своем относятся к хромитам, алюмохромитам и субферриалюмохромитам (рисунок 6) и соответствуют хромшпинелидам из массивов дунит-гарцбургитовой формации п-ова Валижген, Корякское нагорье [30], т.е. они не аналогичны по составу хромшпинелидам из зональных комплексов урало-аляскинского типа [31]. Высококальциевые пироксены и рудные клинопироксены по петрохимическому составу аналогичны таковым малосульфидного золото-платино-палладиевого оруденения баронского типа мафит-ультрамафитов Среднего Урала [11]. Есть вполне обоснованное предположение [32], что габбро-монцитит-тоналитовый полифазный комплекс Тюлькуламского террейна, вмещающего золото-молибден-медно-порфировое месторождение Нурказган (рисунок 1 (б)), является апикальной частью субщелочного дунит-верлит-клинопироксенового комплекса астаховского типа.

Обогащение пород флогопитом указывает на значительную степень флюидонасыщенности исходного расплава [22], отделяющегося от субдуцируемой тектонической плиты, как правило, такие флюиды обогащены хлором.

Тиесская пикрито-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация представлена лавами пикритов, анкармитов, оливиновых, оливин-пироксеновых и пироксеновых базальтов, дифференцированными силлами и дайками пикритов и долеритов, а также телами пироксенитов, гарцбургитов, роговообманковых перидотитов (кортландитов), габброидов и плагиогранитов массива Кустас.

Характерными особенностями вулканогенных пород пикрито-базальтовой ассоциации являются высокая железистость, повышенная натровая щелочность, обогащение LILE, отрицательные Nb-Ta, Zr, Sr аномалии на спайдерграммах, подтверждающие надсубдукционный тип обогащенного мантийного источника.

Шпинелиды перидотитов кустасского кортландит-норит-плагиогранитного комплекса относятся к хромитам, субферрихромитам, алюмохромитам и субферриалюмохромитам (рисунок 6), тем самым находят аналогию с платиноносными комплексами Корякско-Камчатского вулканоплутонического пояса [22]. Хромшпинелиды обогащены ZnO , что является показателем сульфидной минерализации перидотит-пироксенит-норитовых комплексов, которые наряду с сульфидами $Cu-Zn-Ni-Co$ несут и $Au-Pt-Pd$ минерализацию [26].

К платиноносной дунит-гарцбургитовой формации, по-видимому, относятся породы *Коржункульского массива*. Наличие благороднометаллических россыпей, связанных с выходами пород коржункульского комплекса, известно давно [33]. И. Ф. Трусова связывала платиноносность Коржункульского месторождения россыпного золота с габброидами, содержащими небольшие шпириты или тела пироксенитов и дунитов.

В геодинамическом плане пикрито-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация, субщелочной дунит-верлит-клинопироксеновый и дунит-гарцбургитовый комплексы, судя по петрологическому составу пород и петрохимической специализации клинопироксенов и хромшпинелидов, являются производными магм, генерирующими над зонами субдукции. Такие комплексы, по-видимому, отражают тектономагматические процессы, протекающие в пределах активных континентальных окраин.

В составе *Олентинского массива* встречается ортопироксен и их содержащие лерцолиты, что также нехарактерно для концентрически-зональных массивов урало-аяскинского типа [22].

Амфиболы по составу отвечают ряду паргасит-гастингситу (преимущественно натрового типа); для низкотитанистых ($TiO_2 < 0.57$ мас. %) амфиболов характерна высокая хромистость ($Cr_2O_3 < 1.16$ мас. %), а для титанистых ($TiO_2 < 2.01$ мас. %), напротив, присуща низкая хромистость ($Cr_2O_3 < 0.07$ мас. %). Такая зависимость не характерна для амфиболов кортландит-норитовых интрузий, несущих медно-никелевое сульфидное оруденение. Шпинелиды по составу отвечают субферрихромпикотиту и феррихромпикотиту, тогда как для мафит-ультрамафитовых комплексов урало-аяскинского типа типичен изоморфный ряд хромит-хромпикотит-феррихромит-хроммагнетит [31].

Субферрихромпикотит и феррихромпикотит олентинского комплекса не содержат оксидов цинка, марганца и никеля, эти окислы, как правило, встречаются как в шпинелидах зональных комплексов урало-аяскинского типа, так и в шпинелидах кортландит - норитовых интрузий. Отсутствие этих окислов в хромшпинелидах снижает перспективы на обнаружение продуктивных платиноносных горизонтов в пределах Олентинского массива. Учитывая петрохимическую специализацию пород, породообразующих и аксессуарных минералов Олентинского массива, по-видимому, его следует сопоставлять с офиолитами Олюторского преддугового хребта Северной Камчатки [29].

Основываясь на петрохимическом составе изученных хромитов дунитов *Вольского террейна*, по-видимому, содержащие их дуниты следует сопоставлять с таковыми из группы анкармитов, которые часто пространственно и генетически связаны с пикритами и кимберлитами.

Естественно, дать положительную или отрицательную оценку алмазности и платиноносности пород Ерейментау-Ниязского кристаллического срединного массива можно только после проведения комплексных исследований с применением современных геохимических методов.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Котляр А.Л., Борисенко В.И., Сухин В.В. Платиноиды в офиолитах Еременту-Ниязского Антиклинория (Центральный Казахстан) // Докл. АН СССР. Геология. – 1983. – С. 667-670.
- [2] Объяснительная записка, Геологическая карта Казахской ССР. Масштаба 1 : 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. – Алма-Ата, 1981. – 325 с.
- [3] Рязанцев А.В. и Румянцев Г.Ю. Ордовикские олистостромы Оленти-Шидертинского района (северо-восток Ц. Казахстана) // Бюл. МОИП, отд. геол. – 1987. – Т. 62, вып. 4. – С. 42-52.
- [4] Антоноук Р.М., Евсеенко Р.Д., Степанец В.Г., Гранки М.С., Мальченко Е.Г. // Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. М. 1 : 1 500 000. – 1995. – 251 с.
- [5] Рязанцев А.В. Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бошекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана // Очерки по региональной тектонике. – Т. 2: Казахстан. Тянь-Шань. Полярный Урал. – М.: Наука, 2005. – С. 5-39.

[6] Борисенок В.И., Герасимова Н.А., Зайцев Ю.А. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Ерементау-Ниязсеого антиклинория // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – С.10-53.

[7] Магретова Л.И. Магматизм и минералогия зон сочленения Ерементауского и Бозшакольского антиклинорий (Северо-Востока Центрального Казахстана): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. АН РК. – Алматы, 1999. – 24. с.

[8] Degtyarev K.E. Tectonic Evolution of Early Paleozoic Island-Arc Systems and Continental Crust Formation in the Caledonides of Kazakhstan and the North Tien Shan // *Geotectonics*. – 2011. – Vol. 45, N 1. – P. 23-50.

[9] Zhou, M.-F., Yang, Z. X., Song, X. Y., Keays, R. R. & Leshner, C. M. 2002. Magmatic Ni–Cu–(PGE) sulfide deposits in China. In: Cabri, L. J. (ed.) *The Geology, Geochemistry, Mineralogy, Mineral Beneficiation of the Platinum-Group Elements*. – Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. – Special Vol. 54. – P. 619–636.

[10] Дегтярев К.Е., Иткис С.Е., Кузнецов Н.Б. Строение и особенности состав Астаховского массива раннепалеозойских субщелочных ультрамафитов (Центральный Казахстан) // Бюл. Моск. О-ва Испытателей Природы. Отд. Геол. – 1996. – Т. 71, вып. 1. – С. 3-13.

[11] Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. и др. Малосульфидное платинометалльное оруденение в ультрамафитах Волковского массива (Средний Урал) // Ежегодник-1995 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. – Екатеринбург, 1996. – С. 135-140.

[12] Щербуняев М.П., Аракелянц М.М., Ляпичева А.А. Первая находка раннепалеозойских щелочных ультрамафитов на северо-востоке Центрального Казахстана // ДАН СССР. – 1980. – Т. 254, № 6. – С. 1440-1442.

[13] Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. 2005. Geochemical Mapping of the Mariana Arc-Basin System: Implications for the Nature and Distribution of Subduction Components, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, 2004GC000895.

[14] Ikeda Y. 1990. CeN/SrN/SmN: A trace element discriminant for basaltic rocks from different tectonomagmatic environments, *N. Jb. Miner. Mh. Jg.*, 4. P. 145-158.

[15] Cabanis B., Lecolle M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15- Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. The La/10- Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination; *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 309(20). – P. 2023-2029.

[16] Sun S.-S., McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Oceans Basins* (Saunders A. D. and Norry M. J., eds) *Geol. Soc. Lond. – Sp. Publ.*, 42. – P. 313-345.

[17] Verma S.P. 2010. Statistical Evaluation of Bivariate, Ternary and Discriminant Function Tectonomagmatic Discrimination Diagrams. *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*. – Vol. 19. – P. 185-238.

[18] Mullen E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅, A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62. – P. 53-62.

[19] Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36. – P. 121-132.

[20] Irvine T.N., Baragar W.R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8. – P. 523-548.

[21] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O. 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. // *Chem. Geol.*, 77. – P. 165-182.

[22] Сидоров Е.Г. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. – Петропав.-Камчатка, 2009. – 46 с.

[23] Loucks R.R. 1990. Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene // *Geology*. – Vol. 18. – P. 346–349.

[24] LeBas M.H. 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage // *American Journal of Science*. – Vol. 260. – P. 267-288.

[25] 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.

[26] Spry P.G., Scott S.D. 1986. The stability of zincian spinels in sulfide systems and their potential as exploration guides for metamorphosed massive sulfide deposits. – *Econ. Geol.* 81. – P. 1446-1463.

[27] Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8. – P. 523-548.

[28] Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R., 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu–Ogasawara–Mariana forearc, Leg 125 // In: Fryer, P., Pearce, L.B., Stokking, L.B. (Eds.), *Proc. Ocean Drill. Prog., College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. – P. 445-485.

[29] Kepezhinskas P.K., Taylor R.N., Tanaka H. 1993. Geochemistry of Plutonic Spinels from the North Kamchatka Arc: Comparisons with Spinels from Other Tectonic Settings // *Mineralogical Magazine – MINER MAG*; 57(389). – P. 575-589.

[30] Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Костянов А.И., Толстых Н.Д. Хромититы гипербазитовых массивов полуострова Валижен, Корякия // Геология рудных месторождений. – 2002. – Т. 44, № 1. – С. 77-92

[31] Dick H.J.B., Bullen T. 1984. Chromium spinel as petrogenetic indicator in abyssal and alpine type-peridotites, and spatially associated lavas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – Vol. 86. – P. 54-76.

[32] Степанец В.Г., Макат Д.К., Савельева Н.А. Геодинамическая позиция медно-порфирирового месторождения Нурказган (Центральный Казахстан) // *Металлогения древних и современных океанов* – 2015. – Мнасс: ИМин УрО РАН, 2015. – С. 120-124.

[33] Геология СССР. – Т. XX. – Центральный Казахстан. Геологическое описание. – Кн. 2. – М.: Недра, 1972. – 382 с.

REFERENCES

- [1] Kotlyar A.L., Borisenok V.I., Sukhin V.V. Platinoids in the ophiolites of the Yereimentau-Niyaz Anticlinorium (the Central Kazakhstan). Rep. AS of the USSR. Geology. 1983. P.667-670. (in Russ.).
- [2] Explanatory note, Geological card of KazSSS. Scale 1: 500 000. Central Kazakhstan series, Alma-Ata, 1981. 325 p. (in Russ.).
- [3] Ryazantsev A.V., Rummyantseva G.Yu. Ordovician olistostromes of the Olenti-Shidertinsky area (northeast of C. Kazakhstan). Bulletin MOIP, sec. geol. 1987. V. 62. Iss. 4. P.42-52. (in Russ.).
- [4] Antonyuk R.M., Evseenko R.D., Stepanets V.G., Granki M.S., Malchenko E.G. Geodynamic map of Kazakhstan. Central Kazakhstan series. M 1: 1500000. 1995. 251 p. (in Russ.).
- [5] Ryazantsev A.V. Structural zonality of the lower Paleozoic complexes in Boshchekulsky island-arc system in the northeast of the Central Kazakhstan. Sketches on regional tectonics. V.2: Kazakhstan. Tien Shan. Polar Ural Mountains. M.: Science. 2005. P. 5-39. (in Russ.).
- [6] Borisenok V.I., Gerasimova N.A., Zaytsev Yu.A. New data on a stratigraphy of the lower Paleozoic of the Yereimentau-Niyaz anticlinorium. Geology of early-geosyncline complexes of the Central Kazakhstan. M.: Publishing house of MSU, 1985. P. 10-53. (in Russ.).
- [7] Magretova L.I. Magmatizm and mineralogy of zones of a joint of Yermeyntausky and Bozshakolsky anticlinoriums (Northeast of the Central Kazakhstan): Autoref. dis... can. geol-min. sc. AS RK. Almaty, 1999. 24 p. (in Russ.).
- [8] Degtyarev K.E. 2011. Tectonic Evolution of Early Paleozoic Island Arc Systems and Continental Crust Formation in the Caledonides of Kazakhstan and the North Tien Shan. Geotectonics. Vol. 45. No. 1, P. 23–50.
- [9] Zhou M.-F., Yang Z.X., Song X.Y., Keays R.R., Leshner C.M. 2002. Magmatic Ni–Cu–(PGE) sulfide deposits in China. In: Cabri, L. J. (ed.) The Geology, Geochemistry, Mineralogy, Mineral Beneficiation of the Platinum-Group Elements. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special Volume 54. P. 619–636.
- [10] Degtyarev K.E., Itkis S.E., Kuznetsov N.B. Structure and features of the Astakhovsky massif of early Paleozoic subalkaline ultramafit (Central Kazakhstan). Bul. Mos. Soc. of Testers of the Nature. Geol. sec. 1996. V. 71. Iss. 1. P. 3-13. (in Russ.).
- [11] Volchenko Yu.A., Koroteyev V.A., Zoloyev K.K., et al. A low-sulphidic platinometallic orudneniye in the ultramafitakh of the Volkovsky massif (Central Ural Mountains). Year-book-1995 of Inst. of geology and geochemistry US RAS. Yekaterinburg. 1996. P. 135-140. (in Russ.).
- [12] Shchebunyaev M.P., Arakelyants M.M., Lyapicheva A.A. The first find of early Paleozoic alkaline ultramafit in the northeast of the Central Kazakhstan. Rep. AS USSR. V. 254. 1980. No. 6. P. 1440-1442. (in Russ.).
- [13] Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer, P. 2005. Geochemical Mapping of the Mariana Arc-Basin System: Implications for the Nature and Distribution of Subduction Components, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, 2004GC000895.
- [14] Ikeda Y. 1990. CeN/SrN/SmN: A trace element discriminant for basaltic rocks from different tectonomagmatic environments, *N. Jb. Miner. Mh. Jg.*, 4. P. 145-158.
- [15] Cabanis B., Lecolle M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15- Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. The La/10- Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination; *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 309(20). P. 2023-2029.
- [16] Sun S.S., McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceans Basins* (Saunders A. D. and Norry M. J., eds) *Geol. Soc. Lond. Sp. Publ.* 42. P. 313-345.
- [17] Verma S.P. 2010. Statistical Evaluation of Bivariate, Ternary and Discriminant Function Tectonomagmatic Discrimination Diagrams. *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*. Vol. 19. P. 185–238.
- [18] Mullen E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅. A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62. P. 53–62.
- [19] Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36. P. 121–132.
- [20] Irvine T.N., Baragar W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8. P. 523-548.
- [21] Beccaluva L., Macchiotta G., Piccardo G.B., Zeda O. 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chem. Geol.*, 77. P. 165-182.
- [22] Sidorov E.G. Platinum-bearing of basit-hyperbasit complexes of the Koryak and Kamchatka region: Autoref. dis. ... dr. geol-min.sc. Petropavlovsk-Kamchatka., 2009. 46 p. (in Russ.).
- [23] Loucks R.R. 1990. Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene: *Geology*. Vol. 18. P. 346–349.
- [24] LeBas M.H. 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage: *American Journal of Science*. Vol. 260. P. 267-288.
- [25] Pavlov N.V. A chemical composition of hromshpinelid in connection with petrographic structure of breeds of the ultramafic intrusive. W. Institute of geol. sciences of AS of the USSR. Iss. 103. Series of ore fields. 1949. No. 13. P.10-35. (in Russ.).
- [26] Spry P.G., Scott S.D. 1986. The stability of zincian spinels in sulfide systems and their potential as exploration guides for metamorphosed massive sulfide deposits. – *Econ. Geol.* 81. P. 1446–1463.
- [27] Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8. P. 523-548.
- [28] Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Isu–Ogasawara– Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer, P., Pearce, L.B., Stokking, L.B. (Eds.), *Proc. Ocean Drill. Prog., College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, pp. 445–485.

[29] Kepezhinskas P.K., Taylor R.N, Tanaka H. 1993. Geochemistry of Plutonic Spinel from the North Kamchatka Arc: Comparisons with Spinel from Other Tectonic Settings. Mineralogical Magazine - MINER MAG; 57(389). P. 575-589.

[30] Osipenko A.B, Sidorov E.G., Kostoyanov A.I., Tolstykh N.D. Chromitites of hyperbasit massifs of the peninsula Valizhgen, Koryakin. Geology of ore fields, 2002. Volume 44, No. 1. P. 77-92. (in Russ.).

[31] Dick H.J.B., Bullen T. 1984. Chromium spinel as petrogenetic indicator in abyssal and alpine type-peridotites, and spatially associated lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology. Vol. 86. P. 54-76.

[32] Stepanets V.G., Makat D.K., Savelyeva N.A. Geodynamic position of a copper and porphyritic field Nurkazgan (Central Kazakhstan). Metallogeny of ancient and modern oceans-2015. Miass: Imine US RAS, 2015. P.120-124. (in Russ.).

[33] Geology of the USSR. Volume XX. Central Kazakhstan. Geological description. Book 2. M.: Subsoil. 1972, 382 p. (in Russ.).

ЕРЕЙМЕНТАУ-НИЯЗ КРИСТАЛДЫ МАССИВІНІҢ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТ ПЛАТИНАЛЫ КЕШЕНДЕРІ (ОРТАЛЫҚ ҚАЗАҚСТАН)

В. Г. Степанец

RCMIR_COM, Германия

Тірек сөздер: платина, мысты-никель кені, дуниттер, кортландиттер, гарцбургиттер, пикриттер, базальттар, жанартаулық-плутонды ассоциациясы.

Аннотация. Түйіндеме, ерейментау-нияз кристалды массивіндегі платиналы базит-гипербазитті кешендер: субсілтілі дунит-верлит-клинопироксенді, жалпы вулканоплутонды ассоциацияны түзетін кортландит-норит-плагиогранитті және пикрит-базальтті, және дунит-гарцбургитті.

Поступила 26.03.2015г.