

Министерство образования Российской Федерации
Томский государственный университет

Томская горнодобывающая компания

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Выпуск 2

*Материалы научной конференции,
посвященной 80-летию со дня рождения
профессора Михаила Петровича Кортусова*

Томск, 28-30 ноября 2001 года

Томск 2001

Перспективы платиноносности офиолитов Кузнецкого Алатау

Т.С. КРАСНОВА, И.Ф. ГЕРТНЕР, Ю.В. УТКИН

Томский государственный университет, г. Томск

Присутствие минералов платиновой группы (МПГ) в ультраосновных и основных породах северного склона Кузнецкого Алатау в настоящее время не вызывает сомнений. В практическом отношении наибольшую ценность пока представляют россыпные проявления МПГ, которые попутно извлекаются при добычи золота старательными артелями в бассейне р. Кия. Особенности их состава предполагают в качестве вероятного коренного источника зоны хромитовой, в меньшей степени магнетитовой и мало-сульфидной минерализации в ультрамафитах офиолитовой ассоциации, расслоенных плутонов или комплексов аляскинского типа (Платиноносность ..., 1995). Однако классические интрузивные массивы дунит-клинопироксенит-габбрового, перидодит-пироксенит-габбрового и дунит-троктолит-габбрового состава в регионе не имеют широкого распространения, а их формационная самостоятельность постоянно ставится под сомнение.

В последние годы получены новые данные, допускающие формирование разнообразной платиновой минерализации в пределах собственно офиолитовых комплексов (Prichard et al., 1986; Prichard, Neary, 1994). В связи с этим мы попытались оценить различные критерии перспективности платиноносности ультрамафитов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау, чтобы объяснить причины разнообразия минеральных форм платиновых металлов, обнаруженных как в россыпях, так и в коренных породах.

Особенности геологического строения ультрамафитовых массивов Кузнецкого Алатау

Кузнецкий Алатау представляет собой северо-западный сегмент Алтае-Саянской складчатой области, ограничивающей с юга Сибирский кратон и Западно-Сибирскую плиту. По особенностям своего строения он рассматривается в качестве каледонской коллизивной системы, состоящей из трех палеотектонических ансамблей (снизу вверх): а) фрагментов позднепротерозойской субокеанической коры; б) ранне-среднекембрийских островодужных комплексов; в) позднекембрийско-раннеордовикских континентально-окраинных формаций (Берзин, Кунгурцев, 1996). Раннегерцинский тектонический цикл геологического развития региона выразился в формировании вулканических и терригенных бассейнов вдоль северной и восточной окраин Кузнецко-Алатауского хребта и серии узких грабенов на его склонах. Тектогенез сопровождался активной магматической деятельностью с образованием комплексов повышенной щелочности. В целом для региона характерен

“ мозаичный ” (или блоковый в обычном понимании) структурный стиль, обусловленный развитием тектонических нарушений северо-западного и субмеридионального простирания.

Фрагменты субокеанической коры, сложенной типичным для офиолитового разреза набором петрографических разновидностей, локализованы преимущественно в осевой части Кузнецко-Алатауского хребта, формируя отчетливо выраженный пояс. Согласно существующим сегодня представлениям, в регионе выделяется два возрастных уровня офиолитогеоза: позднерифейско-ранневендский и поздневендско-раннекембрийский (Плотников и др., 2000). С последним связано становление наиболее крупных и полных по своему петрографическому составу ультрамафит-мафитовых парагенезов гг. Становой хребет, Чемодан, Бархатной, Заячьей, Северной, Зеленой, которые традиционно выделялись в офиолитовую ассоциацию Кузнецкого Алатау (Офиолитовая ..., 1982). Именно они предполагаются в качестве наиболее вероятного коренного источника платиноидов из россыпей бассейна р. Кия (Гертнер и др., 1998).

Особенности внутреннего строения офиолитовых парагенезов позволяют рассматривать их в качестве серии полукольцевых или подковообразных структур, краевые ветви которых образуют линейно вытянутые тела дунит-гарцбургитового комплекса, а внутренние зоны слагают массивы дифференцированных габброидов (рис. 1). Такая морфология обусловлена многостадийным тектоническим преобразованием обдуцированной офиолитовой пластины, в результате которого сохранились лишь ее корневые блоки, представляющие собой “своеобразные” синклиналильные складки. Структура отдельных парагенезов обнаруживает определенную специфику. Например, ультрамафит-мафитовая ассоциация гг. Становой хребет и Чемодан, известная в литературе как Среднетерсинский массив, характеризуется наиболее полным строением зоны перехода от “реститовых” гипербазитов к габброндам. Разрез южной части данного массива в общем виде имеет следующее строение (Офиолитовая ..., 1982; Уткин, 1990; Симонов и др., 1999). В его основании залегает пачка оливин-антигоритовых динамометаморфитов, которая может интерпретироваться в качестве зоны глубинного срыва или деколемента. Выше развиты преимущественно дуниты, постепенно переходящие в верлиты и клинопироксениты. По-видимому, они уже могут рассматриваться в качестве кумулятивных ультрамафитов офиолитовой ассоциации. Верхняя часть разреза сложена габ-

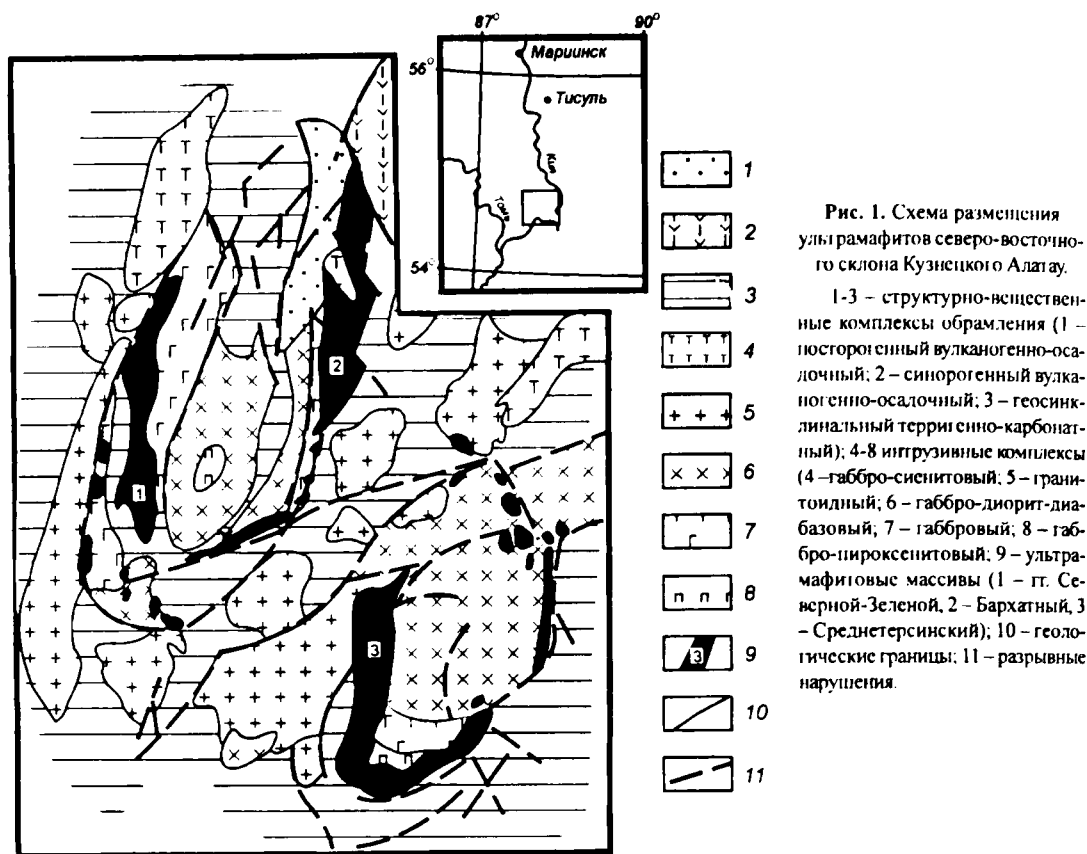


Рис. 1. Схема размещения ультрамафитов северо-восточного склона Кузнецкого Алатау.

1-3 – структурно-вещественные комплексы обрамления (1 – посторогенный вулканогенно-осадочный; 2 – синорогенный вулканогенно-осадочный; 3 – геосинклинальный терригенно-карбонатный); 4-8 интрузивные комплексы (4 – габбро-сиенитовый; 5 – гранитоидный; 6 – габбро-диорит-диабазовый; 7 – габбровый; 8 – габбро-пироксенитовый; 9 – ультрамафитовые массивы (1 – гт. Северной-Зеленой, 2 – Бархатный, 3 – Среднетерсинский); 10 – геологические границы; 11 – разрывные нарушения.

брондами различной степени меланократовости (от габбро-пироксенитов до амфиболитизированных габбро и габбродиоритов). По мере продвижения во внутреннюю зону парагенеза среди них наблюдается закономерный переход от полосчатых низкотитанистых разностей (расслоенный габброидный комплекс или “нижнее габбро”) к более мелкозернистым и более лейкократовым относительно высокотитанистым дериватам, представленным ассоциацией габбродиоритов, габбро-диабазов и диорит-диабазов (однородный габброидный комплекс или “верхнее габбро”), которые в свою очередь пронизаны серией жильных тел собственно диабазов. Среди последних нередко фиксируются образования типа “дайка в дайке” (Симонов и др., 1999), что позволяет интерпретировать этот фрагмент разреза как зону перехода от plutонического комплекса к гипабиссальному. В петрохимическом отношении мафиты Среднетерсинского массива сопоставимы с производными натриевых толеитовой и известково-щелочной, а также калиево-натриевой субщелочной серий (Уткин, 1990; Плотников и др., 2000; Ступаков и др., 2000).

Полукольцевая структура гг. Северная, Зеленая, Заячья и Бархатная подверглась тектоническому преобразованию в большей степени и представлена менее закономерной по петрографическому составу

ассоциацией. Фрагменты реститовых ультрамафитов сохранились здесь в виде краевых ветвей – массивов г. Бархатной (БМ) и гт. Северной-Зеленой (СЗМ). В своей фронтальной части (г. Заячья) они превращены в серпентинитовый меланж. Согласно расчетам нормативного минерального состава, породы БМ и СЗМ могут рассматриваться в качестве дунит-гарцбургит-саксонитовой и дунит-саксонитовой серий соответственно (Гертнер и др., 1997). Менее контрастный состав ультрамафитов БМ и развитие среди них достаточно мощной (до 20 м) зоны хромитовой минерализации указывают на более высокое гипсометрическое положение данных образований в исходном разрезе мантийного субстрата, вероятно, в непосредственной близости от перехода к кумулятивному комплексу. Породы собственно верлит-клинопироксенитовой серии имеют очень незначительное развитие, образуя, как правило, мелкие разрозненные тела вдоль контактов дунитов и габброидов.

Внутренняя зона парагенеза сложна довольно однородными габброидами, претерпевшими интенсивное зеленокаменное изменение. Тем не менее, среди них можно также отметить определенное увеличение роли лейкократовых и мелкозернистых разновидностей в северном и восточном направлениях, в результате чего в эндоконтакте БМ развиты пре-

имущественно породы "верхнего" габброидного комплекса, а именно мелкозернистые габбро, габбро-диабазы и диорит-диабазы. Косвенным подтверждением такой асимметрии внутреннего строения офиолитового парагенеза можно рассматривать дайковые тела диабазов, широко распространенных в пределах БМ и крайне редко встречающихся вблизи СЗМ. По своим петрохимическим параметрам породы габброидного комплекса идентифицируются с продуктами натриевой толентовой серии (рис. 2).

Различная степень дифференцированности вещественного состава ультрамафит-мафитовых ассоциаций описанных выше офиолитовых парагенезов намечается и по спектрам распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в слагающих их габброидах (рис. 3). В частности, мафиты, развитые на западном и восточном склонах гт. Бархатной и Северной-Зеленой соответственно, не обнаруживают существенной дифференциации РЗЭ в ряду от плутонических к гипабиссальным образованиям. Основное отличие в уровне накопления РЗЭ здесь связано с вариациями относительной роли меланократовых и лейкократовых разновидностей (рис. 3, а). При этом степень фракционирования в ряду лантаноидов остается невысокой. Для мелан- и мезократовых габброидов в большей степени характерно слабо выраженное накопление тяжелых РЗЭ (N-MORB тип спектра), а для лейкократовых – легких РЗЭ (E-MORB тип спектра). Для пород Среднетерсинского массива, наоборот, дифференциация лантаноидов в вертикальном разрезе отчетливо проявлена (Уткин, Рихванов, 1994). В ряду "полосчатое габбро → однородное габбро (габбро-диабазы) → дайковый комплекс" наблюдается закономерное накопление РЗЭ, особенно легких, и изменение наклона кривых распределения (рис. 3, б), отражающие переход от толентовых к известково-щелочным базальтоидам.

Перечисленные особенности строения офиолитовых парагенезов и состава слагающих их пород, по-видимому, обусловлены как различной степенью динамометаморфического преобразования, так и латеральной неоднородностью субокеанической коры, формиро-

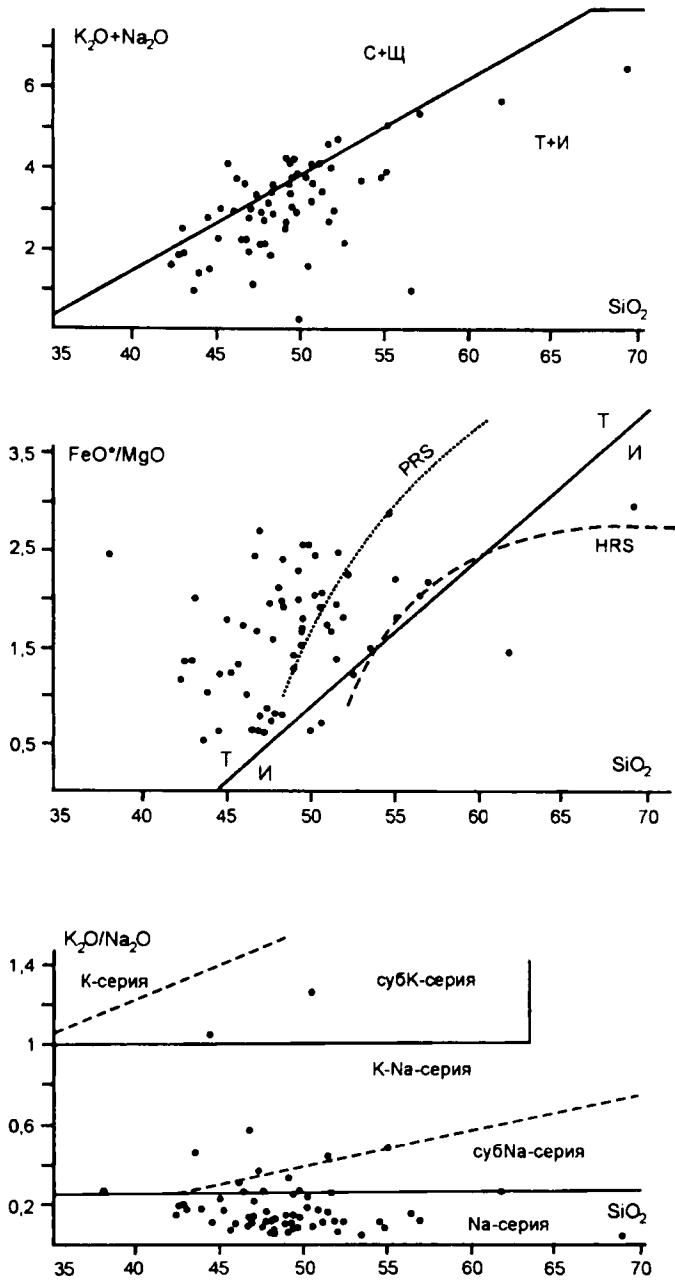


Рис. 2. Петрохимическая типизация габброидов офиолитового парагенеза гт. Бархатная, Северная, Зеленая.

Петрохимические серии: Т – толентовая, И – известково-щелочная, С – субщелочная, Щ – щелочная; PRS и HRS – тренды дифференциации серий пиконитовых и гиперстеневых базальтов по Х.С. Куно. Поля серий вынесены по О.А. Богатикову с соавторами (Магматические ..., 1987). Поля субнатриевой и субкалиевой серий показаны с учетом данных В.Л. Масайтиса с соавторами (Магматические ..., 1979)

вавшейся в Кузнецком Алатау на границе протерозоя и палеозоя.

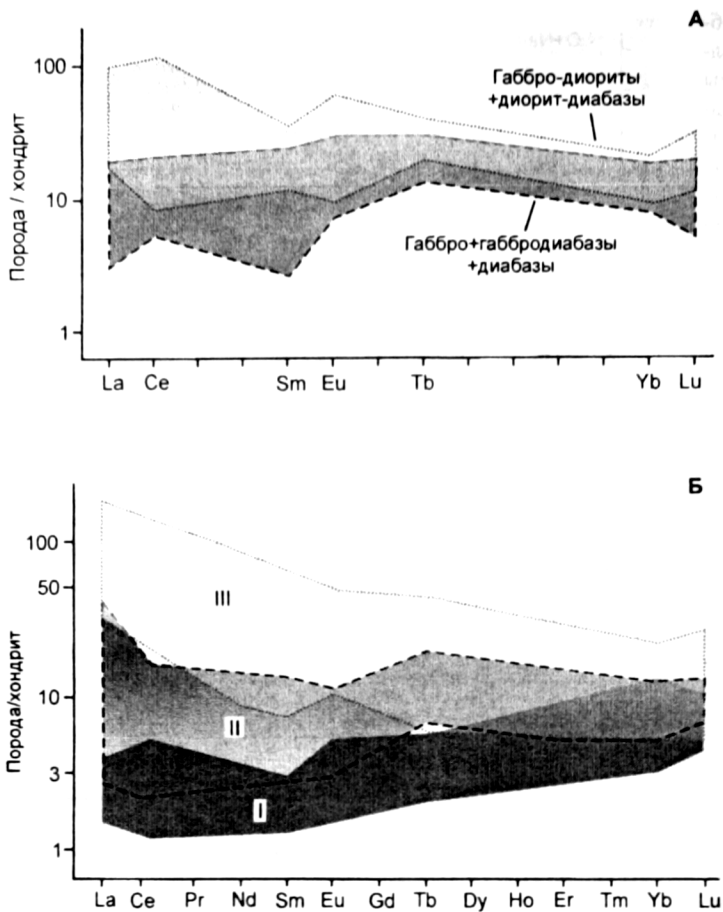


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в породах офиолитовых парагенезов: а – мафиты гг. Бархатная, Северная, Зеленая; б – мафиты Среднетерсинского массива. I - "нижнее" расслоенное габбро; II - "верхнее" однородное габбро (габбродиабазы+диорит-диабазы); III - дайковый комплекс.

Минералогия и геохимия элементов платиновой группы

В россыпях верховьев р. Кия постоянно встречаются знаки платиноидов размером от 0,3 до 2,0 мм. Изучение их состава на микроанализаторе "Camebax Micro" показало, что среди данных образований развиты исключительно сплавы Os, Ir и Ru, а именно: рутениридоосмин и рутеносмиринд (Гертнер и др., 1998). Тем не менее, в зернах последнего постоянно фиксируются более мелкие (0,01-0,05 мм) изометричные или тонкопластинчатые выделения иридийсодержащей железистой платины, которые развиваются вдоль трещин отдельности, подчеркивая концентрические зоны роста минерала-хозяина. Внутри изометричных кристаллов ферроплатины обнаружены еще более мелкие включения лаурита. Данный минеральный парагенезис указывает на относительно невысокую фугитивность серы в исходном магматическом субстрате и предполагает в качестве наиболее вероятного коренного источника зоны хромитовой минерализации, развивающиеся на границе "ман-

тирных" и кумулятивных ультрамафитов в разрезе офиолитовой ассоциации (Legendre, Auge, 1986).

Морфологические особенности рельефа в верховьях долины р. Кии предполагают основной делювиальный снос каменного материала с ее южного и восточного водоразделов, где локализованы породы описанных выше офиолитовых парагенезов гг. Бархатная, Становой хребет и Чемодан. Наиболее крупные проявления хромитовых руд на данной территории закартировано среди дунитов центральной части ультрамафитового массива г. Бархатной. Оно представляет собой линейную зону вкрапленных руд мощностью около 20 м с линзами массивных хромитов, распределение которых контролируется деформационными структурами доконсолидационного этапа истории массива (Краснова, Гертнер, 1996). Внутреннее строение данной зоны (в направлении от края к центру) характеризуется постепенным переходом от хромитосодержащих дунитов через вкрапленные хромититы к густовкрапленным и сливным разновидностям последних. В этом же направлении увеличивается степень пластической деформации оливина, выражающейся сменой его микроструктурных типов по схеме "протогранулярный, паркетовидный → мозаично-лейстовый → лейстовый" и усилением предпочтительной ориентировки, обусловленной внутрикристаллическим скольжением по высокотемпературной трансляционной системе $\{0kl\}[100]$ (Краснова, Гертнер, 1996). Химический состав оливина также обнаруживает закономерные вариации, характеризующиеся падением железистости (от 9 до 5 % Fa) на фоне слабого уменьшения содержания NiO (от 0,42 до 0,25 мас. %). В дунитах и вкрапленных хромититах верхних частей рудной зоны отмечается очень тонкая и убогая сульфидная минерализация.

Данные по минералогии платиновых элементов в хромитовых рудах г. Бархатной пока не получены. Нет данных и по распределению Ir, Ru, Os. Тем не менее, по результатам атомно-абсорбционного анализа нами установлены повышенные концентрации Pt и Pd в данных породах (таблица). Как оказалось, максимальный уровень накопления этих металлов реализуется в ультрамафитах с относительно рассеянной вкрапленностью хромшпинелидов из верхней части рудной зоны. Сливные хромитовые руды обнаруживают

Таблица. Содержание благородных металлов в ультрамафитах г. Бархатной

№ образца	Порода	Тип микро- структуры	Cr ₂ O ₃ (%)	Содержание благородных металлов (мг/т)				Положе- ние в верти- кальном разрезе рудной зоны
				Pt	Pd	Au	Ag	
Бх-10/3	Дунит	Протограну- лярный	0,60	570	1700	1,9	990	кровать ↓ централь- ная часть
Бх-34/5	– " –	Мозаично- лейстовый	0,78	1700	1800	–	3400	
Бх-34/9	– " –	– " –	4,00	700	1200	–	75	
Бх-34/19	Хромитит вкрапленный	Лейстовый	7,52*	5100	–	–	950	
Бх-34/13а	Дунит интратрудный	– " –	0,50	1100	820	–	1900	
Бх-34/13	Хромитит густовкрап- ленный	– " –	20,40	29	18	6	н.о.	
Бх-34/16	Хромитит массивный	– " –	42,40	0,33	–	7	1400	

Примечание. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в Аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН.

* – содержание Cr₂O₃ рассчитано по данным нейтронно-активационного определения Cr.

минимальные концентрации Pt, Pd и Au, что по-видимому, обусловлено миграцией благородных металлов в процессе динамометаморфизма или их зональным отложением при рестировании исходного мантийного субстрата. В частности, резкое обогащение вкрапленных хромититов платиной, а дунитов – в большей степени палладием хорошо увязывается с падением температур оливин-хромитового равновесия от 1200-1300 °С (для лейстовых типов микро-структур) до 950-1100 °С (для мозаично-лейстовых и протогранулярных типов). В связи с этим, с определенной долей условности можно допускать обогащение массивных хромитовых руд "тугоплавкими" ПГЭ (Ru, Ir, Os).

Благороднометаллическая минерализация пород Среднетерсинского массива в настоящее время изучена гораздо подробнее. Характерной особенностью данного массива является практически полное отсутствие хромититов и постоянно отмечаемая в породах кумулятивного комплекса рассеянная вкрапленность сульфидов. Детальный анализ распределения Pt и Pd в разрезе дунит-верлит-клинопироксенитовой серии на южном фланге массива, проведенный В.П. Пруговым (1986), а позже А.Э. Изохом (1992, 1994), позволил выделить как минимум два стратиформных платиноносных горизонта, приуроченных к сульфидизированным разновидностям пород (Платиноносность ..., 1995; Додин и др., 2000). Один из них локализован собственно в дунитах (Pd=650-970 мг/т; Pt=210-620 мг/т; Au=100-135 мг/т), а другой – в зоне ритмичного переслаивания дунитов, верлитов и клинопироксенитов (Pd=420 мг/т; Pt=130 мг/т; Au=10-100 мг/т). При этом максимальные концентрации золота, как правило, смещены вверх по разрезу кумулятивной ультрамафитовой серии. Подобная тенден-

ция автономного поведения Pd и Au была зафиксирована ранее и по нашим данным (Уткин, 1990). Например, максимум накопления палладия рассчитанный по средним концентрациям в породах офиолитового парагенеза, отмечается для разновидностей, обогащенных клинопироксеном, тогда как для золота – для мафитов дайкового комплекса.

Согласно данным А.Э. Изоха с соавторами (Изох и др., 1992), минеральная ассоциация платиноидов представлена сложными соединениями Pd, Pt, Ni, Cu, Pb, Au, Sb, As и Te (стибиопалладинит, мертиит, орселит и др.), которые находятся в тесном парагенезе с сульфидами (пирротинитом, хизлевудитом, пентландитом и др.) Самостоятельных минералов Ru, Ir и Os здесь не обнаружено. Как правило, сульфиды и МПГ образуют тесные сростания с хромагнетитом или локализируются в краевых зернах интеркумулусного хромита.

На основании полученных результатов, А.Э. Изохом с соавторами Среднетерсинский массив был отнесен к дифференцированным дунит-клинопироксенит-габбровым массивам, отличным от типичных офиолитов складчатых областей (Платиноносность ..., 1995). Тем не менее, особенности вещественного состава пород данной ультрамафит-мафитовой ассоциации, а также их структурные взаимоотношения большинством исследователей описаны именно в качестве типоморфных для офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау (Офиолитовая ..., 1982; Гончаренко, 1989; Симонов и др., 1999 и др.). В то же время, сходная платиновая минерализация (стибиопалладинит, сперрилит, голингвуртит и др.) в тесном парагенезе с сульфидами установлены и в породах кумулятивной ультрамафитовой серии офиолитового разреза Шетланд (Prichard et al, 1986). Но, в отличие от Среднетерсинского массива здесь в центральных

частях хромитовых зерен зафиксированы и минералы тугоплавких платиноидов (Ru, Ir, Os). По нашему мнению, данные факты подтверждают многообразие благороднометальной минерализации в офиолитовых парагенезах и требуют своего объяснения в будущем. Пока мы несомненно имеем дело с определенной зональностью отложения ПГМ и золота, обусловленной их разной подвижностью в магматическом процессе.

Геодинамическая модель офиолитогенеза в Кузнецком Алатау и перспективы платиноносности региона

Анализируя особенности распределения платиновых металлов в различных офиолитовых комплексах мира Х.М. Причард с соавторами установили, что наиболее богатые концентрации (в до 60 г/т) отмечаются в тех ассоциациях, где развита мощная (до 1500-2000 м) зона кумулятивных ультрамафитов, фиксирующих петрологическую границу перехода "мантия-кора" (Prichard et al., 1996). Для объяснения этого факта авторами была предложена оригинальная геодинамическая модель офиолитогенеза. В частности, для формирования богатых платиновых руд должны реализоваться два основных условия: 1) высокие степени плавления исходного мантийного субстрата, обеспечивающие максимальное извлечение благородных металлов; 2) максимально полная и достаточно медленная дифференциация в глубокой магматической камере, способствующая максимальной сегрегации платиноидов. Офиолитовые комплексы, образующиеся в обстановке срединно-океанических хребтов, не отвечают первому условию, так как в данном случае плавление происходит в сухих условиях. Степень плавления мантийного субстрата в зоне субдукции более высокая за счет вовлечения в процесс воды, законсервированной в морских осадках. Однако при этом, по мере удаления от глубоководного желоба, парциальное давление воды при магмогенерации падает в результате ее диссипации на более ранних стадиях субдукции, а степень плавления соответственно также уменьшается. Например, непосредственно в зонах долго развивающегося задугового спрединга будут формироваться офиолитовые ассоциации с базальтоидами типа MORB, которые также не обнаруживают значительного накопления платиноидов.

Мафит-ультрамафитовые ассоциации, формирующиеся в обстановке островодужных систем, наиболее перспективны для богатой платиновой минерализации. Высокие степени плавления мантии обеспечивают появление бонинитовых исходных расплавов с высокими содержаниями тугоплавких компонентов, в том числе и платиноидов. Тем не менее, непосредственно вблизи глубоководного желоба эти магмы достигают поверхности, не испытав дифференциации, и платиновые металлы остаются в рассеянном виде. На некотором удалении от желоба дифференциация

проходит наиболее полно, в результате чего формируется мощная серия нижнекоровых ультрамафитов с высокопродуктивными рудными залежами. Согласно взглядам Х.М. Причард с соавторами, в ассоциации с ультрамафитами и габброидами в данном случае будут находиться вулканы типа островодужных толситов и известково-щелочных базальтов.

Конечно, эта модель достаточно схематично объясняет причины образования богатых и бедных платиноидами офиолитовых комплексов. Тем не менее, она может быть принята в качестве рабочей гипотезы и по мере накопления данных будет существенно уточняться.

Геодинамическая палеообстановка формирования офиолитовых ассоциаций Кузнецкого Алатау, по существующим ныне представлениям, соответствовала срединно-океанической горячей точке исландского типа в позднем рифее-раннем венде и начальным стадиям задугового спрединга в позднем венде-раннем кембрии (Симонов и др., 1999; Плотников и др., 2000). Приведенные нами данные по вещественному составу офиолитовых парагенезов гг. Северная, Зеленая и Бархатная и Среднетерсинского массива, в целом согласуются с предполагаемой их островодужной природой. Мощная (не менее 1500) зона перехода между собственно мантийными перидотитами и габброидным комплексом, относительно насыщенная сульфидами, а также высокие концентрации платиноидов в кумулятивных дунитах и хромититах, подтверждают островодужное происхождение поздневендско-раннекембрийских офиолитов и с позиции модели Х.М. Причард с соавторами. Тем не менее, следует допускать вероятную латеральную неоднородность субокеанической плиты, обусловленную условиями ее формирования (степень плавления и дифференциации) и пространственным положением относительно фронта островной дуги. Характер распределения редкоземельных элементов в габброидах указанных парагенезов показывает большее соответствие с MORB-типом пород ассоциации гг. Бархатной, Зеленой и Северной, а следовательно, и более удаленное их положение от островной дуги.

Исходя из выше изложенных материалов, наиболее перспективными в отношении благородных металлов следует считать породы зоны перехода "мантия-кора", т.е. собственно дунитового и полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. Минерогенетическая зональность данной зоны выражается в смене вверх по разрезу обильного хромитового оруденения на рассеянное сульфидное. В этом же направлении, по-видимому, происходит последовательно отложение и благородных металлов, в результате чего наиболее тугоплавкие элементы (Ir, Ru и Os) локализуются исключительно в богатых хромититах, платина – во вкрапленных слабосульфидизированных хромититах, палладий – в сульфидизированных дунитах, верлитах и клинопироксенитах, а зо-

лото тяготеет к мафитовой части разреза. Подобная схема пока может рассматриваться лишь как предположение и поэтому требует еще дополнительного обоснования. Однако она позволяет объяснить причину разнообразия платиноидной минерализации и соответственно более грамотно планировать поисковые исследования. В целом же, по различным критериям и геодинамической обстановке формирования ультрамафиты офиолитовых парагенезов северной части Кузнецкого Алатау оцениваются нами как весьма перспективные практически на весь спектр платиновых металлов.

Литература

- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996. Т. 37. № 1. С. 63-81.
- Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Сергеев В.Н., и др. К проблеме платиноносности хромититов из офиолитовых комплексов северного склона Кузнецкого Алатау // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Мат. Всероссийск. конф. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 103-104.
- Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Чернышов А.И. Динамометаморфическая зональность ультрамафитовых массивов северного склона Кузнецкого Алатау // Структурные парагенезы и их ансамбли. Москва, 1997. С.30-32.
- Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск, 1989. 404 с.
- Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яшкевич Б.А. Платинометальные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.
- Изох Э.А. Стратиформная минерализация ЭПГ в ультрамафитовых кумулатах Среднерусинского офиолитового комплекса, Кузнецкий Алатау, Россия // Тез. докл. VII междунар. платиновый симпозиум. М., 1999. С. 41-42.
- Изох И.Э., Пругов В.П. Богнибов В.И. и др. Платино-палладиевая минерализация в Среднерусинском дунит-пироксенит-габбровом массиве (Кузнецкий Алатау) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1992. С. 72.
- Краснова Т.С., Гертнер И.Ф. Петроструктура оливина в хромитонесных ультрамафитах Бархатного массива (Кузнецкий Алатау) // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации: Мат. научн. семинара. Томск, 1996. С.68-71.
- Магматические горные породы. Т.6.: Эволюция магматизма в истории Земли /Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1987. 440 с.
- Магматические формации СССР / Под. ред. В.Л. Масайтиса: в 2-х тт. Л.: Наука, 1979. Т. 1. 317 с., Т. 2. 279 с.
- Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднерусинского массива) /Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А. и др. Новосибирск: Наука, 1982. 197 с.
- Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири /Богнибов В.И., Кривенко А.П., Изох А.Э. и др. Новосибирск, 1995. 151 с.
- Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // ДАН, 2000. Т. 372. № 1. С. 80-85.
- Симонов В.А., Ступаков С.И., Лоскутов И.Ю. Ковязин С.В. Палеогеодинамические условия формирования офиолитов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 1999. Т. 40. № 12. С. 1759-1771.
- Ступаков С.И., Симонов С.А., Лоскутов И.Ю., Бабин Г.А. Петрогенезис магматических комплексов офиолитов Горного Алтая и Кузнецкого Алатау // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Мат. научн. конференции. Томск: ЦНТИ, 2000. С.73-76.
- Уткин Ю.В. Петрология габброидов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау. Дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1990. 279 с.
- Уткин Ю.В., Рихванов Л.П. Реконструкция геодинамических условий формирования офиолитов Кузнецкого Алатау по содержанию редкоземельных элементов в породах базитового комплекса // Геодинамика Южной Сибири. Тез. докл. научн. совещания. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1994. С. 74-75.
- Legendre O., Auge T. Mineralogy of platinum group mineral inclusions in chromitites from different ophiolite complexes // Metallogeny basic and ultrabasic rocks. Proc. Conf. Edinburgh, 1986. P.361-372.
- Prichard H.M., Neary C.R. Magmatic PGE concentrations and hydrothermal upgrading in the Shetland ophiolite complex // Transactions of the institute of Mining and Metallurgy, 1994. V. 103. P. 87-162.
- Prichard H.M., Neary C.R., Potts P.J. Platinum group minerals in the Shetland Ophiolite // Metallogeny Basic and Ultrabasic Rocks. Proc. Conf. Edinburgh, 1986. P. 395-414.
- Prichard H.M., Lord R.A., Neary C.R. A model to explain the occurrence of platinum- and palladium-rich ophiolite complexes // Journal of Geological Society, London, V. 153, 1996. P.323-328.