

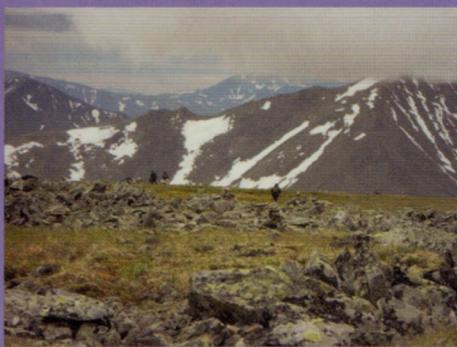
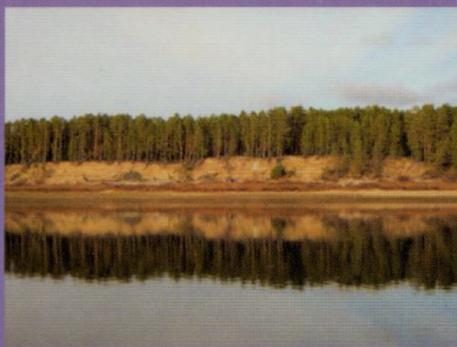
**РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ
БАЗЫ РОССИИ**



Ю.А. Волченко

ПЛАТИНА УРАЛА

Избранные труды. Том 2



**ЕКАТЕРИНБУРГ
2011**

**Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого**

**Научный совет по проблемам тектоники и геодинамики
Российское минералогическое общество
Уральские отделения**



ПЛАТИНА УРАЛА

**Юрий Алексеевич ВОЛЧЕНКО
Избранные труды
Том 2**

**Екатеринбург
2011**

УДК 553.3

Волченко Ю.А. Платина Урала. Избранные труды. Т. 2. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 402 с.

Книга посвящена памяти крупного исследователя уральских месторождений платиноидов ВОЛЧЕНКО Юрия Алексеевича. Под обложкой представлены избранные опубликованные труды и отчеты, наиболее полно отражающие этапы научного пути Юрия Алексеевича и раскрывающие наиболее значимые его открытия в области геологии, минералогии и генезиса месторождений и проявлений платиновых металлов Урала.

Последний период жизни Ю.А.Волченко проводил исследования по проекту УрО РАН 09-М-2345-2001 «Освоение недр Земли: инновационное и научно-технологическое развитие горно-металлургического комплекса Урала». Подготовка книги к изданию осуществлена в рамках проектов 11-5-06-НДР и РФФИ (11-05-12040-офи-м). Предполагается, что избранные труды Ю.А.Волченко будут изданы в 4 томах, первые два из них публикуются в 2011 г., остальные – когда изменятся действующие правила подготовки книг к печати.

Настоящий том состоит из двух частей: последние избранные статьи, и производственные отчеты. Данная книга будет полезна широкому кругу читателей, интересующихся проблемами платиноносности.

Отв. редактор д.г.-м.н. К.С. Иванов
Рецензент академик В.А. Коротеев

ISBN 978-5-7691-2267-5

©ИГиГ УрО РАН, 2011 г.
©Волченко Ю.А. и соавторы
материалов, 2011 г.
©Фото на обложке Е.В. Бурлакова
и К.С. Иванова

ПЛАТИНА УРАЛА. ПЛАТИНОВОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ОСВОЕНИЯ*

В мировой и отечественной литературе Урал рассматривается как эталонный объект при изучении коренных россыпеобразующих месторождений платины и осмистого иридия. Оба типа уральских коренных месторождений (платиновый — дунитовый и осмиево-иридиевый — перидотитовый) приурочены к слабохромитоносным гипербазитовым массивам, содержащим редкую вкрапленность и отдельные гнездо- и шпирообразные скопления хромшпинелидов, Массивы с крупными собственно хромитовыми месторождениями традиционно считались неплатиноносными (Бетехтин, 1935).

С началом нового этапа изучения платиноносности уральских базит-гипербазитовых комплексов, наступившего в конце шестидесятых-семидесятых годов, в проблему платиновометальности были вовлечены и хромитовые руды. В результате выявлены новые для Урала типы природных платиноносных объектов — разнообразные нероссыпеобразующие месторождения и проявления платиновых металлов с мелкой и тонкой преимущественно несамородной минерализацией, впервые обосновано представление о хромитовых рудах Урала как о комплексном сырье, из которого возможно попутное извлечение платиновых металлов (Волченко, 1975, 1986, 1990). В статье рассматриваются все типы платиновометального оруденения, известные на Урале, в том числе и связанные с хромитовыми рудами, а также россыпные месторождения металлов платиновой группы (МПГ), генетически и пространственно ассоциирующие с коренными источниками россыпеобразующих концентраций платиновометального оруденения. Первые находки платины в России относятся к 1819 г., когда в золотых россыпях Верх-Исетского горного округа и Билимбаевской дачи на Урале были обнаружены «белые» металлы. Анализ показал присутствие в них осмистого иридия (невьянскита) и примесь платины (до 10 %), Однако из-за общего малого содержания этих металлов в россыпях (до 5-10 % по отношению к золоту) и ограниченного их применения добыча их была весьма незначительной. Платина некоторое время не добывалась.

В 1824 г. по р. Орулихе, левому притоку р. Баранчи, была открыта первая на Урале собственно платиновая россыпь, и с этого времени начинается «официальная» добыча россыпной платины. Первым платиновым прииском был Царев-Александровский, который начал действовать на р. Орулихе, а позднее занимался разработкой ложковых россыпей, расположенных в районе Нижне-Тагильского массива из юго-западного подножия горы Соловьевой. В это же время обнаруживаются и начинают разрабатываться платиновые россыпи в Исов-

*Горный журнал. Изв. вузов № 2(6). Екатеринбург, 1994. С. 62-85.

Добыча платины в россыпях Урала за период 1824-1922 гг.
(по Высоцкому, 1925)

Россыпный район	Шлиховой металл	Добыча	
		годы эксплуатации	общая масса в пудах
<i>Платиноносный пояс</i>			
Бассейн р. Лозьвы	Pt	1828-1867, 1905-1913	1,3
Бассейн р. Сосьвы	Pt,	1839	56,0
Бассейн р. Сосьвы	OsIr	1891-1922,	28,4
То же, Богословский округ	»	1827-1918	
Бассейн р. Косьвы	Pt	1839-1843, 1891-1922	131,0
Бассейн р. Лобвы	»	1894-1922	226,2
Бассейн р. Нясьмы	»	1885-1922	310,0
р. Ляля (Вагранская 1-я дача)	»	1882-1917	12,0
Система рек Ис-Тура	»	1824-1922	8000,0
Бассейн р. Баранчи	»	1876-1919	9,0
Система р. Лай	»	1886-1918	6,5
Речная сеть г. Соловьевой	»	1825-1922	7123,0
Р. Омутная	»	1904-1922	28,0
Итого			15931,4
<i>Восточная зона перидотитовых массивов</i>			
Система р. Салды	OsIr, Pt	1886-1918	3,7
Бассейн р. Нейвы	»	1824-1922	16,6
Система рек в Верх-Нейвинской, Верхне-Тагильской и Режевской дачах	»	1828-1861 1911-1922	6,6
Система рек Нижне-Исетской дачи	»	1828-1907	1,3
Реки в Каслинской и Кыштымской дачах	»	1827-1903	1,4
р. Миасс	OsIr	1825-1922	17,3
Прочие россыпи	OsIr, Pt	1825-1918	0,4
Итого			35,9

ском и Нижне-Тагильском районах. Совместно с золотом платина и осмистый иридий начинают извлекаться также из россыпей, расположенных в верховьях рек Нейвы, Тагила, Черного Шишима, в системе рек Режа и Яра. На Южном Урале добыча осмистого иридия впервые (1825 г.) начала производиться в системе р. Миасса, где он был обнаружен в виде примеси к золоту в 1822 г.

С выходом русской платины на мировой рынок (1824 год) начинается интенсивное освоение платиновых россыпей Урала как единственного ее источника. Основное поступление платины идет из наиболее богатых россыпных районов — Исовского и Нижне-Тагильского, связанных с эрозией дунитовых массивов известного Платиноносного пояса. Осмистый иридий в довольно большом количестве добывался в миасских россыпях, где в отдельные годы извлекалось по 25-29 фунтов (10,2-11,9 кг) этого металла. С этого времени Россия выходит на первое место в мире по объему добычи платиновых металлов.

К концу прошлого столетия было открыто и стало разрабатываться большое количество платиновых и золото-платиновых россыпей. Такие россыпи концентрировались преимущественно вблизи коренных источников (дунитовых массивов), образуя россыпные узлы, или районы. Наиболее продуктивными из них были: Исовской платиноносный район, включающий систему рек Иса, Туры и Выи; Нижне-Тагильский по системам рек Мартьяна, Шайтанки, Сисима, Висима, Чаужа и Бобровки, берущих начало с горы Соловьевой; Кытлымский, включающий систему рек Косьвы и Лобвы; Каменушинский по рекам Малой и Большой Каменушкам и р. Нясьме; Сольвинский по системе р. Сосьвы с притоками Сольвой и др.; Баранчинский, включающий левые и правые притоки р. Баранчи; и, наконец, на юге — Омутнинский район по р. Омутной. Эти районы поставляли до Первой мировой войны 95-96 % всей платины, добываемой на Урале, или около 82-94 % мировой официальной добычи платины (Высоцкий, 1925). Среднегодовая добыча платины составляла 290-370 пудов (4,8-6,0 т). С 1911 года добыча россыпной платины стала падать и в 1922 году она составила около 0,9 т, или 41,2 % мировой добычи.

Всего за 100 лет с начала эксплуатации россыпей, по официальным данным, было добыто около 16000 пудов платины, т. е. около 260 т (табл. 1). С учетом расхищенной платины, количество которой, по Н. К. Высоцкому, могло быть не менее 1/4 или 1/3, общее количество добытой платины за этот период ориентировочно составило около 330 т, что примерно соответствует данным И. С. Рожкова (1954).

Из табл. 1 видно, что наиболее продуктивным районом платинодобычи был Исовской, не утративший своего значения и до настоящего времени. Добыча платины здесь ведется уже 170 лет. Система рек Иса и Туры представляет собой величайшую в мире россыпь, разрабатывающуюся на протяжении более 130 км. К этому следует прибавить множество россыпей по притокам р. Иса, общая длина которых достигает 75-80 км. Богатство этих россыпей объясняется значительной эрозией коренных источников платины — двух относительно небольших по размерам дунитовых массивов — Вересового Бора и Светлого Бора.

Одним из главных источников добычи осмистого иридия были россыпи системы р. Миасса, генетически связанные с ультраосновными массивами Таловских и Нуралинских гор. Этот район был первым на Урале по добыче осмистого иридия (Высоцкий, 1925). По объему добытого золота в этом районе расчетное количество извлеченного попутно осмистого иридия могло составить 40 пудов, что более чем в 2 раза превышает официальные данные.

Кроме россыпей на Урале разрабатывались и коренные месторождения платины, хотя доля их в общем балансе добытой платины была незначительной. Такие месторождения, очень мелкие по масштабам, связанные главным образом с сегрегациями хромшпинелидов, расположены в некоторых дунитовых массивах Платиноносного пояса. Наиболее крупное из них, известное под названием Госшахты, находится в центральной части Нижне-Тагильского массива. Открытое в 1892 году, оно эксплуатировалось с перерывами несколько десятилетий, однако общее количество добытой платины, по ориентировочным подсчетам, составило от нескольких сот килограммов до первых тонн.

В последние годы в связи с возрастающей потребностью в платиноидах металлы платиновой группы стали извлекать из руд комплексных сульфидных месторождений, из которых платиноиды могут быть получены попутно с основным металлом. На Урале к таким объектам, наряду с медноколчеданными рудами, могут быть отнесены медно-железо-ванадиевые руды волковского типа, а также в перспективе сульфидоносные хромитовые руды различных промышленно-генетических типов.

Среди широко развитой на Урале минерализации МПГ многих известных в мире рудно-формационных типов выделяются две группы месторождений и проявлений: платиновые рудные формации, в рудах которых МПГ являются ведущими по отношению к другим компонентам, и платиносодержащие рудные формации, в рудах которых МПГ подчинены одному или нескольким полезным компонентам (табл. 2).

Устойчивый геолого-промышленный тип месторождений МПГ на Урале представляет пока единственная собственно платиновая рудная формация нижнетагильского типа, с коренными источниками которой в регионе связано поступление россыпного металла (сырой платины). Максимальные концентрации платиноидов этой формации приурочены к участкам перекристаллизованных дунитов и хромитсодержащих дунитов, образуя соответственно два рудных формационных подтипа месторождений АЛПГ в породах дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий дунит-клинопироксенит-габбровой формации Урала. В обоих подтипах этой рудной формации (дунитовом и хромитовом) присутствуют, как правило, все без исключения металлы платиновой группы с явным преобладанием среди них платины; общее содержание МПГ в среднем колеблется в пределах 0,2-0,5 г/т, нередко достигая 5-10 г/т. В отдельных местах (гора Соловьева и др.) содержания МПГ превышают десятки граммов на тонну, при этом наиболее высокие концентрации металлов приурочены к дунитам, насы-

ценным хромитовыми шлирами. Месторождения этого формационного типа представляют промышленный интерес, но изучены недостаточно.

Промышленное значение имеют также месторождения и проявления платиноидно-хромитовых рудных формаций, генетически связанных с альпинотипными гипербазитами (см. табл. 2). Платиноидное оруденение в них специализировано на тугоплавкие элементы платиновой группы (ЭПГ) и образует в одних комплексах повышенные концентрации платиноидов в высокохромистых хромитовых рудах (кемпирсайский тип), в других – приурочено к вкрапленным высокоглиноземистым (кракинский тип) или высокожелезистым (верхнейвинский тип) хромитовым рудам. Последние два типа являются источниками многочисленных осмий-иридийсодержащих россыпей, в которых извлечение осмистого иридия производится попутно с золотом. Особенно интересна платиноидно-субферрихромитовая рудная формация верхнейвинского подтипа, в отдельных проявлениях которой (Приозерное в Нуралинском массиве, Южный Урал) содержание суммы тугоплавких МПГ достигает 10-15 г/т. В случае обнаружения существенных масштабов оруденения это будет безусловно новым для Урала геолого-промышленный тип месторождений МПГ.

Платиноидная минерализация в месторождениях и проявлениях остальных рудно-формационных типов ассоциирует с основным оруденением, которое представлено различными рудами: титаномагнетитовыми в пироксенитах и горнблендитах (качканарский, первоуральский типы), медно-железо-ванадиевыми в габброидах (волковский тип), хромитовыми в расслоенных габбро-гипербазитовых интрузиях (сарановский тип), скарновыми медно-сульфидно-магнетитовыми (высокогорский тип), медно-цинково-колчеданными (гайский тип), сульфидными медно-никелевыми в габбро-диабазе (чурольский тип) и др. (табл. 2). В большинстве из них платиноиды генетически связаны с сульфидной минерализацией и представлены преимущественно палладием. Содержание МПГ в рудах указанных типов месторождений невелико: десятки – первые сотни миллиграммов на тонну, в связи с чем их извлечение возможно только как попутное. Однако из-за весьма мелких и тонких размеров минеральных выделений платиноидов (1-50 мкм) их эффективная добыча создает сложные технологические проблемы. Как показывают расчеты, извлечение платиноидов, например из титаномагнетитовых руд качканарского типа, в настоящее время нерентабельно.

На месторождениях волковского, высокогорского и других типов, где платиноиды ассоциируют с сульфидными медными и медно-никелевыми рудами, они вместе с основной массой сульфидов могут быть вовлечены в технологический процесс и в дальнейшем отделены в ходе металлургического передела. В связи с этим можно, очевидно, соответственно выделять волковский геолого-промышленный тип месторождений МПГ, так же как и гайский, медистых песчаников и другие, в которых в связи с огромными запасами ведущих руд концентрации МПГ могут достигать значительных величин.

Таблица 2

Платиноворудные и платиносодержащие формации Урала

Геодинамический режим	Стадия развития палеоструктуры, возраст	Рудоносные формации, ассоциации, комплексы	Платиноворудные и платиносодержащие формации	Минеральный и геохимический типы МПП орудения	Способность к формированию россыпей	Формационные типы и подтипы МПП орудения
1	2	3	4	5	6	7
Эпиконтинентальный рифтогенез	Рифтогенно-авлакогенная	Габродиабазов (титаноносный стратиформный комплекс)	Платиноидно-ильменит-титаномагнетитовая	Rh, Ir, Pt, Pd	Нероссыпеобразующий	Кусинско-Копанский; МПП в ассоциации с сульфидами цветных металлов
		Железистых перидотитов (хромитоносный стратиформный комплекс)	Платиноидно-ферриаломохромитовая	Ru, Os, Ir, Pt, Rh, Pd; самородно-сульфидный		
Гесинклинали	Начальная геосинклинальная океаническая (Є ₃ -O ₂ , местами до O ₃ ¹)	Пикритов, пикрит-диабазов	Платиноидно-сульфидно-никелевая	Ru, Pt, Os, Pd; сульфидно-самородный	Мелкие россыпи, шлиховые ореолы	Теплогорский; МПП в ассоциации с сульфидами цветных металлов
		Гардбургит-лерцолитовый (хромитоносный шпирововый такситовый)	Платиноидно-хромитовая в перидотитах	Pt, Ru, Os, Ir, Pd; сульфидно-самородный	Кусты россыпей	Кракинский; МПП в ассоциации с высокоглиноземистыми хромшпинелидами

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Геоинклинальные	Начальная геосинклинальная океаническая (S ₃ -O ₂ , местами до O ₃ ¹)	Дунит- гарцбургито- вый (хроми- носный полосчатый)	Платиноидно- хромитовая в дунитах	Os, Ir, Ru, Pt, Rh, Pd; самородно- арсенидно- сульфидный	Нероссыпе- образующий, мелкие шлиховые ореолы	Кемпирсайский; МПП в ассоциации с высокохромисты- ми хромшпинне- лидами
		Дунит-верлит- клинوپироксе- нитовый (полосчатый вторичных гипербазитов)	Платиноидно- хромитовая в дунитах и перидотитах приконтакто- вых зонах	Ru, Os, Ir, Pd, Pt, Rh; сульфидно- самородный	Отдельные крупные россыпи	Верхнейвинский; МПП в ассоциации с высоко- и средне- хромистыми повышенной железистости хромшпиннеллидами
	Раннегеосинкли- нальная (ранне- островодужная)	Базальт- андезит- риолитовая	Платиноидно- медно- цинково- колчеданная	Pt, Pd, Ru, Rh, Os, Ir	Нероссыпе- образующий	Гайский; МПП в ассоциации с сульфидами меди, цинка, железа
	Позднегеосинкли- нальная (поздне- островодужная). Кратковременная стабилизация	Дунит- клинوپироксен ит-гьялито- вый зональных комплексов	Платиновая в дунитах (а) и хромитах (б)	а) Pt, Ru, Os, Pd, Ir, Rh; сульфидно- самородный; б) Pt, Ir, Rh, Ru, Os, Pd; сульфидно- самородный	Россыпеобра- зующий (крупные россыпи)	Нижнетагильский; МПП в ассоциации с высокожелезистыми средне- и малохромистыми хромшпиннеллидами
Позднегеосинкли- нальная (поздне- островодужная)	Ферроклиноли- роксенит- габбро- норитовый	Платиноидно- титаномагнети- товая в клино- пироксенитах	Pd, Pt, Ru, Os, Rh, Ir; самородно- теллуридно- арсенидно- сульфидный	Нероссыпе- образующий	Качканарский; МПП в ассоциации с сульфидами цветных металлов	

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Геоинклинальы Геоинклинальы	Позднегеосинклинальная (позднеостроводужная)	Ферроклинопитроксенитгабброноритовый	Золото-платиноидная в дифференцированных пироксенитах Платиноидно-медно-сульфидно-титаномагнетитовая в горнблендитах Платиноидно-титаномагнетитово-медно-сульфидная в габбро	Pd, Au, Pt; слабо изучен Pd, Pt, Ru, Au, Os, Rh, Ir; самороднотеллуридно-сульфидный Pd, Pt, Ru, Au; самородно-сульфиднотеллуридный	Нероссыпелобразующий	Баронский Первоуральский; МПГ в ассоциации с сульфидами и теллуридами цветных металлов Волковский; МПГ в ассоциации с теллуридами и сульфидами цветных металлов
	Предконтинентальная (предорогенная)	Базальт-трахитгаббро-сиенитовая (вулканоплутонических поясов)	Платиноидно-сульфидно-магнетитовая (скарновая)	Pd, Pt, Au, Ru, Os, Rh, Ir; самороднотеллуридно-сульфидный		Высокогорский; МПГ в ассоциации с сульфидами цветных металлов

Таблица 2 (окончание)

1	Квазиплагформенная поздняя, ранняя	S ₂ -D ₁	4	5	6	7	Чурольский; МПГ в ассоциации с сульфидами цветных металлов
Габродиабазовая			Платиноидно-сульфидно-медно-никелевая	Rd, Pt, Au, Ru, Os, Rh, Ir; самородно-арсенидно-теллуридный	Нероссыпеобразующий	Шлиховые ореолы (мелкие россыпи)	Худозавовский; МПГ в ассоциации с сульфидами цветных металлов
Дифференцированных оливиновых габбро			Платиноидно-сульфидно-медно-никелевая	Pt, Pd, Au; самородно-сульфидный	Отдельные россыпи	Малдинский; МПГ в ассоциации с золотом и сульфидами цветных металлов	
2	Квазиплагформенная поздняя, ранняя	S ₁	4	5	6	7	Чурольский; МПГ в ассоциации с сульфидами цветных металлов
Диабазовая, риолитовая			Платиноидно-золото-полиметаллическая	Au, Pd, Pt; самородно-теллуридно-арсенидный	Отдельные россыпи	Малдинский; МПГ в ассоциации с золотом и сульфидами цветных металлов	
3	Квазиплагформенная поздняя, ранняя	Pz ₂₋₃	4	5	6	7	Чурольский; МПГ в ассоциации с сульфидами цветных металлов
Диабазовая, риолитовая			Платиноидно-золото-полиметаллическая	Au, Pd, Pt; самородно-теллуридно-арсенидный	Отдельные россыпи	Малдинский; МПГ в ассоциации с золотом и сульфидами цветных металлов	

Особое место занимает тип платиноидной минерализации, обнаруженный на Баронском участке. Здесь концентрации МПГ в ассоциации с золотом сосредоточены предположительно в мало-мощном прослое апатитовых оливинитов, приуроченном к краевой дифференцированной зоне Волковского гипербазит-габбрового массива, в связи с чем этот тип минерализации можно сопоставлять со стиллуотерским.

Минеральные и геохимические типы платинометалльного оруденения весьма характерны и специфичны для разных формационных типов месторождений (табл. 2). Собственно платиновая рудная формация нижнетагильского типа отличается, как уже было сказано, устойчиво резким преобладанием платины над другими ЭПГ и сульфидно-самородной формой проявления оруденения. Спектр минералов этой формации широк: изоферроплатина, тетраферроплатина, железистая платина, иридийная платина с включениями в платине лаурита, эрликманита, ирарсита, холлингвортита, осмия самородного и других минералов. В примесной форме элементы платиновой группы рассматриваемой рудной формации отмечаются только во вторичных силикатах, сульфидах или перекристаллизованном хромите, что может свидетельствовать о перераспределении платиноидов при поздне- и постмагматическом метасоматозе.

Среди платиноидов, связанных с рудными формациями альпинотипных гипербазитов, железистых перидотитов, пикритов и пикрит-диабазов стратиформных комплексов западного склона Урала, преобладают тугоплавкие МПГ, в первую очередь рутений и осмий, в сульфидно-самородной и реже в сульфидно-арсенидно-самородной форме.

Геохимическая специализация и минеральные типы оруденения резко сменяются для рудных формаций, связанных с габброидами, а также с гипербазитами явно метасоматического генезиса. Так, все три типа рудных формаций платиноидов, связанных с ферроклинопироксенит-габбро-норитовыми сериями дунит-клинопироксенит-габбровой формации, в геохимическом отношении характеризуются резко преобладающим палладиевым спектром минерализации в самородно-теллуридно-сульфидной форме при обязательном участии в геохимическом облике оруденения золота, серебра и сульфидов меди (Волченко и др., 1975, 1988). Такая же симптоматичная специализация МПГ (палладий, платина, золото, медь и др.) сохраняется и для типичных месторождений гидротермально-метасоматического происхождения — высокогорский, гайский и другие типы (табл. 2).

В истории геологического развития региона платиновометальное оруденение, будучи генетически и пространственно связано с геологическими формациями разных геодинамических режимов, занимает длительный временной диапазон. Наиболее древнее хорошо изученное оруденение МПГ (Волченко и др., 1973, 1979, 1986) фиксируется в связи с рифейско-вендским эпиконтинентальным рифтогенезом и приурочено к формации железистых перидотитов сарановского расслоенного дунит-гарцбургит-пироксенит-габбрового комплекса западного склона Урала (табл. 2, 3). Платиновометальная минерализация ассоциирует здесь с хромитоносными дунит-гарцбургитовыми сериями этого комплекса, массивы которого обладают отчетливыми признаками внутренней дифференциации и градиентностью по распределению железа, титана, глинозема и других породо- и рудообразующих компонентов. Они вмещают многочисленные пластообразные тела хромитовых руд мощностью от 0,5-1,0 до 14 м.

К породам зоны перехода от пироксенитовых дунитов к дунит-гарцбургитам приурочен так называемый продуктивный горизонт Сарановского месторождения, который вмещает три наиболее крупных хромитовых пласта — Западный, Центральный и Восточный. Все три рудных тела обладают выдержанными реперными параметрами мощности, химического и минерального состава полезного ископаемого и однотипной платиновометальной геохимической специализацией вмещающих гипербазитов и хромитовых руд, которая определяется следующим рядом платиновых металлов (здесь и далее по тексту в порядке убывания): рутений, осмий, иридий, платина, родий, палладий. Соотношения отдельных элементов по разрезу колеблются, однако ведущая роль тугоплавких платиноидов (в первую очередь рутения и осмия) сохраняется как во вмещаю-

щих породах, так и в хромитовых рудах, в которых доля тугоплавких металлов от суммы всех МПГ составляет 60-90 %.

Основная тенденция распределения платиновых металлов по стратифицированному разрезу сарановского комплекса сводится к синхронному относительному обогащению палладием, родием и платиной верхних (восточных) частей разреза и, напротив, иридием и осмием нижних (западных) частей разреза. При этом уровень содержаний МПГ в хромитовых рудах и вмещающих породах исследованных разрезов различается в 2-5 раз. Отмечается прямая корреляция между накоплением платиновых металлов и хрома в породах и рудах, при этом максимальные суммарные содержания платиноидов установлены в пластах густовкрапленных и массивных хромитов и хромитоносных гипербазитах (сарановиты и др.). Вариации средних суммарных содержаний МПГ в промышленно ценных пластах хромитовых руд определяются диапазоном от 250 до 550 мг/т. Внутри отдельных пластов хромитовых руд и во вмещающих гипербазитах установлены более значительные колебания содержаний платиновых металлов (от 150 до 1000 мг/т и более), при этом максимальные их количества (до 2-3 г/т) фиксируются в приконтактовых частях рудных тел хромитов, где наиболее сильно проявлены процессы динамометаморфизма и аллометаморфизма пород и отмечается повышенная и высокая степень окисления железа в хромшпинелидах.

Платиноидные минералы в Сарановском месторождении представлены различными соединениями платиновых металлов (в первую очередь рутения, осмия, иридия) с серой и мышьяком. Наиболее распространены лаурит $(Ru, Os)_2S_2$, лаурит осмиевый $(Ru, Os, Ir)_2S_2$, эрликманит $(Os, Ir, Ru)_2S_2$, ирарсит $(Ir, Ru, Rh, Pt)AsS$ и брэггит $(Pt, Pd, Ni)S$.

Минералы платиновых металлов образуют одно-трехфазные сростки кристаллических зерен размером от $5 \times 5-10 \times 10$ до $30 \times 50-40 \times 70$ мкм, находящиеся в тесном парагенезисе с сульфидами и сульфоарсенидами цветных металлов: миллеритом, кобальтистым миллеритом, кобальтистым пиритом, полидимитом, линнеитом, герсдорфитом и др. Зерна минералов платиновых металлов встречаются чаще в краевых деформированных частях хромитовых пластов и в катаклазированных зернах хромшпинелидов, при этом сами они, обладая морфоструктурными признаками метаобразований, не несут на себе следов хрупких деформаций и гидротермальной резорбции; иногда они находятся внутри эпигенетических сульфидов никеля, железа, кобальта. Установлены переменность и закономерное изменение состава минералов МПГ по разрезу стратифицированного комплекса. Так, например, для наиболее широко распространенного лаурита установлено относительное обогащение осмием и родием от Западного рудного тела к Восточному при появлении в лауритах верхней части разреза мышьяка.

Приуроченность концентрированного платинометалльного оруденения сарановского типа к участкам метаморфизованных руд и вмещающих пород с повышенной и высокой степенью окисления железа, тесный парагенезис МПГ

Таблица 3

Тектоническая позиция, вмещающей субстрат и структурные условия концентрирования главных платиноворудных и платиносодержащих формаций Урала

Рудная формация	Геотектоническая позиция	Вмещающие породы и особенности их метаморфизма	Рудоконтролирующие (структурные) зоны и морфология рудных тел
1	2	3	4
Платиноидно-ферриаломохромитовая сарановского типа	Глубинные зоны разломов в рифтогенных окраинах Восточно-Европейской платформы	Расслоенные дунит-гарцбургит-пироксенит-габровые массивы; ангиторитизация, оталькование, карбонатизация и хлоритизация пород	Средние уровни разреза в переходных зонах дунит-гарцбургитов вблизи перекрывающих габбро; слои, пласты, тектонические линзы, клинья, зоны мегабрекчии
Платиноидно-сульфидно-ильменит-титаномагнетитовая кусинско-копанского типа	Прикратонные рифтогенные области активизированной окраины Восточно-Европейской платформы	Дифференцированные амфиболит-габбро-амфиболит-габровые интрузии; амфиболитизация, сосюртитизация вмещающих рудные тела пород	Выдержанные слои и горизонты титаномагнетит-ильменитовых руд
Платиноидно-сульфидно-никелевая теплогорского типа	Рифтогенно-авлакогенные зоны и глубинные разломы в активизированной части окраины Восточно-Европейской платформы	Стратифицированные пикрит- и эссексит-диабазовые, габбро-диабазовые и габровые дайки; серпентинизация, карбонатизация и оталькование рудовмещающих пород	Минерализованные дайки вмещающих пород, зоны обогащения сульфидами в пикритоидях

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4
<p>Платинодно-хромитовая в перидотитах кракинского типа</p>	<p>Крупные глубинные (трансконтинентальные) разломы с линейно вытянутыми комплексами зрелых офиолитов в прикратонных зонах подвижных поясов; глубинные разломы в интернидах на их границах с геоантиклинальными структурами</p>	<p>Умеренно и слабо деплетированные, преимущественно гарцбургитовые и гарцбургит-лерцолитовые с небольшим объемом дунитов массивы; умеренная серпентинизация вмещающих пород</p>	<p>Верхние и средние уровни дунит-гарцбургит-лерцолитовых серий; линзовидные залежи массивных и вкрапленных хромитовых руд</p>
<p>Платинодно-хромитовая в дунитах кемпирсайского типа</p>		<p>Сильно деплетированные массивы гарцбургит-дунитов и дунитов; пониженная степень серпентинизации и перекристаллизация</p>	<p>Нижние уровни гарцбургит-дунитовых серий; линзовидные и клиноворонкообразные залежи массивных и вкрапленных хромитовых руд</p>
<p>Платинодно-хромитовая в дунитах и перидотитах приконтактных зон верхнейвинского типа</p>	<p>Крупные глубинные разломы в прибортовых (прикратонных) зонах подвижных поясов с концентрическими зональными цепочками вытянутыми гипербазит-базитовыми комплексами дунит-клинопироксенит-габбровых ассоциаций (парные пояса); реже те же комплексы в глубинных разломах прибортовых частей геоантиклинальных областей на границе с зонами эвгеосинклиналей.</p>	<p>Дунит-гарцбургиты и дуниты в контексте с дунит-верлит-клинопироксенитовыми полосчатыми сериями вторичных гипербазитов на контактах с габбро; интенсивная серпентинизация; авто- и пертагматический метасоматоз</p>	<p>Горизонты во вмещающих гипербазитах прифронтальных частей вторичных дунит-пироксенитовых комплексов; мелкие линзы и гнезда хромитовых руд</p>
<p>Платинодно-хромитовая в дунитах и нижнетатагильского типа</p>		<p>Восьма сильно деплетированные дунитовые массивы с участками автотасоматических оливниновых клинопироксенитов; умеренная серпентинизация вмещающих дунитов</p>	<p>Верхние (ближе к метадунитам и оливниновым клинопироксенитам) горнянты дунитов, шпильры, гнезда, струйчатые зоны хромитовых руд</p>

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4
<p>Платиноидно-титаномагнетитовая в клинопироксенитах качканарского типа</p>	<p>Крупные глубинные разломы в прибортовых (прикратонных) зонах подвижных поясов с концентрически-зональными цепочками вытянутыми гипербазит-базитовыми комплексами дунит-клинопироксенит-габбровых ассоциаций (парные с офиолитовыми сериями пояса); реже те же комплексы в глубинных разломах прибортовых частей геосинклинальных областей на границе с зонами эвгеосинклиналей.</p>	<p>Полностью трансформированный субстрат дунит-гьяллитовых массивов, преобразованный в диалагиты на контакте с габбро; интенсивный метасоматоз с образованием участков амфиболитизации и сульфидной минерализации</p>	<p>Фронтальные и тыловые зоны магнетитовых клинопироксенитов на контакте с габбро-норитами; пластообразные залежи, линзы, зоны сульфидного обогащения в титаномагнетитовых рудах</p>
<p>Платиноидно-медно-сульфидно-титаномагнетитовая в горнблендитах первоуральского типа</p>		<p>Автометасоматически преобразованные в горнблендиты клинопироксениты; амфиболитизация с трансформацией титаномагнетитовой минерализации и образованием сульфидов меди и железа</p>	<p>Зоны горнблендитов в магнетитовых клинопироксенитах на контактах с габбро; линзо- и жиллообразные залежи и тела, обогащенные сульфидами</p>
<p>Платиноидно-титаномагнетит-медносульфидная в габбро волковского типа</p>		<p>Начальные фазы оливин- и биотит-содержащих пироксеновых габбро; автومتасоматические преобразования рудосносных габбро с формированием концентрированного сульфидного оруденения</p>	<p>Верхние зоны габброидов ближе к габбро-сиенитовым сериям; прожилковые и вкрапленные руды титаномагнетита на участках концентрации халькопирита и борнита</p>

с метаморфогенными сульфидами и сульфоарсенидами никеля, железа, кобальта свидетельствуют о метаморфогенно-гидротермальной природе повышенных концентраций платиноидов за счет преобразования руд и мобилизации платиновых металлов, первично заключенных в той или иной форме в ферриалюмохроми-тах дунит-гарцбургитовых серий пород стратифицированного сарановского комплекса. В связи со сказанным не исключена возможность обнаружения в этом комплексе хромитовых пластов с более высокими концентрациями платиноидов.

Наибольшие концентрации металлов платиновой группы на Урале приурочены, как уже отмечалось, к массивам гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации и дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации уральской палеозойской эвгеосинклинали (табл. 2). Ю. А. Волченко (1988) установлено два основных типа распределения платиноидов в альпинотипных комплексах складчатых поясов – субхондритовый (слабо дифференцированный) и анхондритовый (сильно дифференцированный) и показано, что интенсивность проявления дифференциации платиновых металлов определяется степенью деплетирования разрезов альпинотипных комплексов. Во многих массивах структурно сближены блоки гипербазитов с обоими типами распределения, а широко проявленный в альпинотипных комплексах Урала наложенный метаморфизм сильно усложняет картину распределения в них ЭПГ и приводит к возникновению дополнительных новых типов платиноидного оруденения.

Основные данные об особенностях концентрирования платинометалло-го оруденения в связи с породами дунит-гарцбургитовой формации приведены в табл. 2 и 3. Кракинский и кемпирсайский рудноформационные типы оруденения отражают накопление МПГ в связи с различно деплетированными частями разрезов альпинотипных комплексов, в то время как верхнейвинский рудноформационный тип характеризуется приуроченностью к приконтактовым зонам гипербазитов, представленным дунит-верлит-клинопироксенитовыми полосчатыми комплексами; при этом концентрации МПГ обычно сопряжены с различными по составу хромитовыми рудами. Суммарные содержания металлов платиновой группы в первых двух формационных типах оруденения обычно колеблются от 0,1-0,3 до 0,5-1,0 г/т, а в верхнейвинском типе иногда достигают весьма значительных величин – 8-10 г/т и более (Приозерное проявление в Нуралинском массиве на Южном Урале). На Приозерном рудопроявлении платиносодержащие густовкрапленные хромитовые руды сильно катаклазированы и метаморфизованы. Геохимический ряд убывания платиноидов: осмий, рутений, иридий, платина, палладий, родий. Для этих руд в целом характерен слабодифференцированный, субхондритовый тип распределения платиновых металлов.

Как свидетельствуют проведенные нами исследования, в Приозерном рудопроявлении распространены минералы ряда лаурит-эрликманит, обогащенные иридием и родием, но содержащие небольшие количества железа и никеля, а также многокомпонентные твердые растворы тугоплавких платиноидов с железом и никелем, обладающие иногда признаками «пористых сплавов». Ми-

нералого-геохимические данные по платиноидам Приозерного рудопроявления позволяют рассматривать лаурит-эрликманитовую минерализацию в качестве первичной, относя ее к гарцбургитовому типу платинопроявлений. Наложенный метаморфизм хромитовых руд и вмещающих пород сопровождался усложнением модели распределения платиноидов и формированием нового метаморфогенного парагенезиса минералов платиновой группы, сопровождаемым укрупнением зерен возникающих самородных сплавов,

Рудные зоны рассмотренных трех типов платинометалльного оруденения параллелизуются с массивами дунит-гарцбургитовой формации Главного Уральско-го разлома (Кемпирсайский, Рай-Из и др.), а также с внутренними перидотитовыми поясами этой формации, включающими также ряд крупных массивов (Алапаевский, Ключевской и другие на Среднем Урале).

Рудная зона Платиноносного пояса включает собственно платиновые месторождения, приуроченные к дунитовым частям концентрически зональных дунит-клинопироксенитовых массивов (нижнетагильский тип) и комплексные месторождения, генетически связанные с ферроклино-пироксенит-габброноритовым комплексом этого пояса.

В составе комплексов Платиноносного пояса, наряду с реститогенными дунит-пироксенит-тылаитовыми сериями, которые можно рассматривать как фрагменты сильно деплетированного мантийного вещества, перемещенного в условиях режима относительной стабилизации в позднем ордовике в верхние структурные этажи эвгеосинклинального разреза, выделяются клинопироксенит-габброноритовые серии. Формирование последних происходит значительно позднее (нижний-верхний силур), в позднеостроводужный период, и сопряжено с внедрением огромных масс реоморфических габбро, интродуцировавших на стадии окончательного становления комплексов Платиноносного пояса (см. табл. 2). Металлогеническая специализация этих двух серий пород принципиально различна. Для дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии характерно магноферрихромитовое, хроммагнетитовое и собственно платиновое оруденение, а для клинопироксенит-габброноритовой серии – титано-магнетитовое, медносульфидно-титаномагнетитовое, сульфидное палладиевое и золото-палладиевое оруденение.

В месторождениях нижнетагильского типа концентрация платины контролируется двумя главными факторами: вертикальным размахом рудной минерализации и наличием хромитовых шлиров, гнезд, жил и т. п. Дополнительным фактором, имеющим вспомогательное значение, является петрологический признак, определяющий характер и степень перекристаллизации дунитов. Так, более высокие концентрации платиноидов образуются в апикальных прикровлевых частях дунитовых массивов по сравнению с их более глубокими горизонтами. Среднее содержание платины здесь на всю массу дунитов составляет 0,13 г/т. Содержания платиноидов увеличиваются в десятки и сотни раз в участках, обогащенных хромитовыми шлирами, и составляют в среднем на этих площадях 0,5 г/т.

Характерной особенностью дунитов Платиноносного пояса и, в частности,

Нижне-Тагильского массива является присутствие в дунитах, наряду с акцессорными, рудообразующих или рудных хромшпинелидов. Наиболее высокое содержание последних отмечается в центральной части массива, которая пространственно располагается в районе горы Соловьевой. Здесь было зафиксировано более тысячи шлиров и жил различной мощности – от 5-10 см до 10 м и протяженностью от 2-3 до 50-70 м. Чаще всего хромитовые обособления располагаются в виде кулисообразных тел и зон и характеризуются преобладающей северо-западной направленностью.

Шлировые, жильные и сегрегационные выделения хромита здесь обычно располагаются среди средне- и крупнозернистых дунитов с индивидами первичного оливина величиной от 1-2 до 8-10 мм. В изредка встречающихся пегматоидных дунитах с оливиновыми зернами размером до 10 см хромитовые сегрегации обычно совершенно отсутствуют или представлены редкими крупными (до 5-7 мм) идиоморфными его кристаллическими индивидами октаэдрического габитуса.

Как было показано С. А. Кашиным и др., (1956), наиболее высокое содержание платины эпигенетического типа приурочено к шлирам и сегрегациям так называемого «седого» хромита. В массивных же или сливных хромитах содержание платины обычно минимальное и составляет десятые доли грамма на тонну и менее.

В соответствии с проведенными исследованиями (Малахов и др., 1993), наибольшее распространение в центральной части Нижне-Тагильского массива имеют бедно- и среднешлировые обособления хромита в дунитах, придающие таким дунитам такситовый облик.

Бедношлировые выделения хромита наиболее распространены в пределах всей площади горы Соловьевой, находящейся в центральной части Нижне-Тагильского массива. Такситовые дуниты с бедновкрапленным хромитом, как и все шлировые выделения хромита, располагаются среди фаций крупно- и среднезернистых дунитов. При этом они образуют преимущественно струйчатую вкрапленность в виде мелких субпараллельных жилоподобных выделений. Такие шлиры представляют собой в основном мелкозернистый агрегат гипидиоморфнозернистой структуры – зерна хромита обладают идиоморфным обликом, но со сглаженными закругленными углами. Такие кристаллы хромита, как свидетельствуют данные микроскопического изучения, не разбиты трещинами и не содержат каких-либо включений. Кроме шлиров в дуните встречаются крупнозернистые выделения так называемого «седого» хромита с индивидами размером до 5-7 мм, обладающими идиоморфной, почти правильной формой, разбитыми многочисленными трещинами, выполненными карбонатным материалом.

Бедношлировый дунит со средневкрапленным хромитом нередко образует довольно крупные (до нескольких метров) сегрегации шлировидного облика с идиоморфнозернистой структурой. Размер зерен хромита – до 1 мм. Такие шлиры, как показал А.Г. Бетехтин (1935), обычно окружены каймой осветлен-

ного нацело серпентинизированного дунита. Крупные шпирьы обычно состоят из сложноветвящихся выделений хромита с бедной вкрапленностью и встречаются среди крупнозернистых дунитов в центральной части массива. Бедношпировый дунит с густовкрапленным и массивным хромитом также располагается в центральной части дунитового массива и представляет собой отдельные шпирьы небольшой мощности, измеряемой обычно сантиметрами, но представленные густой или сплошной вкрапленностью. Индивиды хромита размером 1-3 мм образуют панидиоморфную структуру с весьма неравномерной зернистостью агрегатов хромита. Нередко отмечается возрастание интенсивности вкрапленности от периферии шпиров к центру – вплоть до массивной.

Типичный среднешпировый дунит с массивным хромитом, по данным А.Г. Бетехтина (1935), наблюдался в трубообразном теле хромитов на западе массива горы Соловьевой, в районе Госшахты, где в 30-х годах текущего столетия проводилась добыча платины в промышленных масштабах.

Шпировый хромит меньше распространен, по сравнению с другими отмеченными типами дунитов и хромитов, но представляет особый интерес как источник хрома, платины и ее спутников, содержащих их, по крайней мере, на порядок выше, чем сами дуниты.

В целом массивный шпировый хромит среди дунитов Нижне-Тагильского и Светлорборского зональных массивов встречается довольно редко. По данным микроскопического изучения, эта текстурная разновидность четко отличается от бедно- и среднешпировых дунитов с массивным хромитом по размерам хромитовых зерен; здесь она обычно колеблется от 2 до 6 мм, хотя встречаются индивиды до 1 см и даже более. Кроме того, такой массивный хромит слагается псевдогексагональными кристаллами, тесно прилегающими друг к другу; агрегаты хромита в таких рудах разбиты редкими, часто ветвящимися трещинами. Структура руд панидиоморфнозернистая и обычно слагается зернами различной крупности.

В настоящее время имеются весьма обширные химико-аналитические материалы по составу акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов Нижне-Тагильского массива. Значительная их часть приведена А. Г. Бетехтиным (1935), И.А. Малаховым и Л.В. Малаховой (1970), а также И.А. Малаховым и др. (1993). В частности, представляет интерес ранее сделанный И.А. Малаховым вывод о существенном различии составов этих двух основных разновидностей хромшпинелидов – рудные шпинели характеризуются явно более высокой магнезиальностью: железистость f обычно составляет 35-40 % и свойственна нематаморфизованным хромитам магматического происхождения (Малахов, 1983). Напротив, в дунитах, где акцессорный хромшпинелид обычно представлен одичными мелкими зернами, он претерпел более сильный метаморфизм, сопровождавшийся обменными реакциями перераспределения магния и железа между хромитом и оливином. Исходя из масс этих минералов в дунитах подобное Mg-Fe-перераспределение наиболее существенно сказывается на составе хромита, состав же оливина практически при этом остается неизменным.

В табл. 4 представлены составы проанализированных хромшпинелидов из всех основных текстурных разновидностей, встречающихся в Нижне-Тагильском массиве. Здесь же приводится средний их состав из включений в платину, заимствованный из работы Н.С. Рудашевского и В.В. Жданова (1983) и полученный с помощью микрозонда.

Как следует из представленных результатов анализов, закономерно понижается железистость хромшпинелидов – от 52-55 % в аксессуарных хромитах и в убоговкрапленных рудах до 40-44 % в густовкрапленных и массивных рудах. Еще более низкая средняя величина железистости отмечается для хромшпинелидов-включений в платину, чаще всего представленную изоферроплатиной. Однако есть серьезные основания считать, что такие магнезиальные хромитовые включения являются неравновесными с платиной. В связи с этим представляют большой интерес составы реликтовых зерен хромита II, обладающих, согласно данным Н.С. Рудашевского, аномально железистым составом ($f=89\%$) и расчетной температурой их образования порядка 700-750°C, что отвечает уже не позднемагматическому, а пневматолито-гидротермальному этапу формирования платинометаллического оруденения.

Расчетные температуры кристаллизации хромшпинелидов в дунитах и в различных типах хромитовых руд, полученные на основе использования модернизированного уравнения Фабри и специально составленной нами диаграммы (Малахов, 1990), определяются диапазоном температур от 1110 до 1280°C. Для наиболее магнезиальных рудообразующих хромитов с железистостью 25-30 % расчетная температура их образования будет еще выше и максимально может достигать 1320°C.

Обращает на себя внимание весьма высокое во всех проанализированных зернах и фракциях хромитов содержание трехоксида хрома, колеблющееся от 48,5 до 55,5 %. Еще более устойчивой величиной является их хромистость j , которая колеблется в различных текстурных разновидностях руд лишь в сравнительно узких пределах (3 %).

Характерной особенностью всех хромшпинелидов Нижне-Тагильского массива, как и других зональных массивов Платиноносного пояса Урала, является постоянное и весьма повышенное содержание в них титана, по крайней мере на порядок превышающее содержание титана в хромитах альпинотипных комплексов, имеющих мантийное реститогенное происхождение. Столь же характерно аномально высокое содержание в них оксида железа и нормативного магнетита, которое значительно выше, чем в хромитах не только из альпинотипных ультрамафитов, но и в стратиформных массивах типа Бушвельда.

Закономерная связь повышенных концентраций платины и других платиноидов с хромитами в зональных массивах Платиноносного пояса Урала, а также в хромититах Бушвельда, Стиллутера и в ряде других ультраосновных комплексов других регионов определяется прежде всего близостью, а иногда и практически полным совпадением размеров ионных радиусов трехвалентных хрома и

Таблица 4

Состав хромшпинелидов в дунитах и различных типах вкрапленных и массивных руд
Нижне-Тагильского массива по данным микронзондовых и силикатных анализов

Компоненты	Акцес- сорный в дунитах	Убого- вкрап- ленный	Бедно- вкрап- ленный	Средне- вкраплен- ный	Густо- вкрап- ленный	Массив- ный	Включения в платину, средние из 114 анализов (по Рудашевскому и др., 1983)
TiO ₂	0,54	0,43	0,48	0,40	0,38	0,36	0,42 + 0,12
Al ₂ O ₃	8,93	7,15	8,76	8,71	8,62	8,97	9,2 + 2,0
Cr ₂ O ₃	48,44	51,03	51,54	53,02	55,47	54,96	53,7±3,2
Fe ₂ O ₃	12,55	14,77	10,92	9,76	8,11	7,90	9,1 (расч.)
FeO	19,21	18,86	17,41	16,68	14,78	15,83	13,19 (расч.)
MnO	0,55	0,54	0,31	0,28	0,24	0,29	-
MgO	9,00	9,64	10,43	10,86	12,12	11,42	13,12+1,4
Сумма	99,22	102,42	99,85	99,71	99,72	99,73	98,81
<i>Пересчет на основные минеральные группировки (мингалы)</i>							
Ульвошпинель	1,4	1,1	1,2	1,0	1,0	0,9	1,55
Шпинель	17,8	13,9	17,2	17,1	16,7	17,5	17,75
Магнохромит	27,6	33,5	34,6	36,8	42,8	38,8	46,67
Хромит	37,2	33,1	33,3	32,9	29,4	33,0	22,82
Магнетит	16,0	18,4	13,7	12,2	10,1	9,8	11,2 + 3,2
<i>Главные расчетные параметры</i>							
100FeO/(MgO+FeO)	54,5	52,3	48,4	46,3	40,6	43,8	35,9
100Cr ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃)	78,4	82,7	79,8	80,3	81,2	80,4	79,7
T°C (расч.)	1110	1170	1170	1200	1260	1220	1280

железа с четырехвалентной платиной, палладием и другими ЭПГ. С другой стороны, ионные радиусы магния и двухвалентного железа существенно отличаются от ионных радиусов этих элементов платиновой группы. Этим, по всей вероятности, и объясняется, что для хромитового типа наиболее характерна железо-платиновая ассоциация.

Для хромитов Нижне-Тагильского, Светлоборского и других зональных массивов Урала характерно весьма высокое содержание оксида железа (от 7 до 21 %), зависящее от величины фугитивности кислорода при их формировании. Повышение фугитивности кислорода существенно влияет на состав кристаллизующихся минеральных фаз в расслоенных массивах типа Бушвелда, которые формировались в земной коре на сравнительно умеренных глубинах. Ультрамафиты Нижне-Тагильского массива также кристаллизовались в пределах гипабиссальных глубин, причем существенное повышение фугитивности кислорода в данном случае определялось и более низкой температурой формирования железистых фаций хромитов и ассоциирующего с ними платинового оруденения.

На существенную роль повышенного потенциала P_{O_2} как регулятора отложения платины в рудных жилах, в частности, обратил особое внимание Дж. Лидон (Lidon, 1988).

Пространственная связь наиболее богатой платиновой минерализации в Нижне-Тагильском массиве с зонами перекристаллизации и метасоматического преобразования дунитов объективно свидетельствует в пользу пневматоли-то-гидротермального ее происхождения. Как следует из расчетов оливин-хромитовых равновесий для наиболее железистых фаций хромитов, их температура образования составляла 700-750°C, а железо-платиновые природные сплавы, в основном представленные изоферроплатиной, реже тетраферроплатиной, обладающие эпигенетической природой, характеризуются еще более низкой температурой кристаллизации.

Таким образом, хромитовый тип платинового оруденения в Нижне-Тагильском массиве, представленный обычно изоферроплатиной и продуктами ее изменения – куперитом, туламинитом и другими, есть все основания относить к метаморфогенно-гидротермальному типу, более низкотемпературному, по сравнению с альпинотипными ультрамафитами, но более высокотемпературному, если его сопоставить с сульфидным и сульфоарсенидным, характерным для габброидов и пироксенитов (Волченко, 1975, 1986).

В практическом отношении представляет интерес существенно палладиевое оруденение, совмещенное с медно-железо-ванадиевыми рудами. Месторождения и рудопроявления этого типа пространственно и генетически связаны с габбровыми членами комплексов Платиноносного пояса Урала. В пределах Волковского рудного поля медносульфидно-титаномагнетитовые платиносодержащие руды приурочены к комплексу габброидов, обладающему признаками псевдостратификации. Рудовмещающие и рудоносные породы представлены преимущественно оливинсодержащими битовнит-анортитовыми габбро в сред-

них и нижних частях разреза и лабрадоровыми габбро – в верхней части разреза. Платиноидное оруденение в наибольшей степени проявлено в верхних горизонтах, где локализуются преимущественно медносульфидные руды. Из сульфидов наиболее распространены халькопирит и борнит, которые и являются главными концентраторами палладия. Кроме палладия, установлено присутствие в следовых количествах осмия, рутения, родия, иридия и относительно большее содержание платины, значительно уступающее содержанию палладия. Вместе с МПГ ассоциируют золото и серебро. благороднометалльная минерализация представлена следующими минералами: меренскиит, палладийсодержащее золото, палладийсодержащий медно-кобальтовый теллурид, гессит. Среднее содержание платиноидов в рудах волковского типа составляет 0,13 г/т, однако в отдельных сортах руд оно достигает 1,5 г/т.

В пределах Волковского габбрового массива, в его краевой зоне, переходной к существенно гипербазитовой части разреза, располагается Баронское рудопроявление платиноидов, приуроченное к одноименному месторождению магнетит-титаномagnetитовых руд. Платиноидная минерализация с промышленным содержанием зафиксирована в нацело серпентинизированных апатитовых оливинитах, содержащих около 20 % апатита. Эти породы предположительно малой мощности (единицы метров) заключены в теле пироксенитов, имеющем признаки внутренней дифференциации вещества, наряду с мономинеральными клинопироксенитами, преобладающими в разрезе, присутствуют полевошпатовые пироксениты, оливиновые пироксениты, верлиты. В мало-мощных горизонтах «серпентинизированных пироксенитов» отмечается повышенная вкрапленность сульфидов.

Масштабы и характер платиноидной минерализации, обнаруженной в апатитовых оливинитах, изучены слабо. По результатам трех штучных проб установлены следующие средние содержания благородных металлов (г/т): платины – 0,35, палладия – 14,9, золота – 17,1. При минераграфическом изучении обнаружены самородный палладий(?) и стибнопалладинит в виде точечных микровыделений размером до 0,01 мм. В окружающих пироксенитах отмечается повышенный фон содержания палладия, соответствующий, по результатам 25 проб, 0,085 г/т.

Анализ имеющихся геологических данных позволяет надеяться, что выявленное золото-палладиевое оруденение может иметь существенное промышленное значение. Субплатформенный характер становления ферроклинопироксенит-габброидных ассоциаций Платиноносного пояса, очевидно, обусловил сквозную золото-палладиевую специализацию, а также медистый характер продуктивной на платиноиды сульфидной минерализации, что сближает эти ассоциации с габбровыми комплексами платформенных областей. Наличие же элементов стратификации в габбровых членах позволяет предполагать существование в этих объектах типа платиноидного оруденения, подобного установленному в массиве Стиллуотер. К этому типу относится, возможно, Баронское рудопроявление.

К достаточно перспективным на платиноидное оруденение рудно-формационным типам относятся также месторождения и проявления чурольского, худолазовского и малдинского типов (см. табл. 2), которые формируются на квази-платформенной стадии развития Урала, в периоды ее тектоно-магматической активизации. Возможно также обнаружение платиноидов в связи с сульфидными медно-никелевыми рудами карасьегогорского типа, приуроченными пространственно к вторичным гипербазитам оливин-энстатит-антофиллитового состава среди гнейсово-сланцевых комплексов Южного Урала. Наконец, крупные концентрации платиноидов могут быть сосредоточены в медноколчеданных (гайский тип) рудах и медистых песчаниках, в которых вследствие больших запасов основных руд концентрации МПГ даже при их малом содержании могут достигать значительных величин (табл. 5).

Таким образом, на Урале наиболее интересные в практическом отношении месторождения и проявления МПГ генетически связаны с платиноносными мантийными дунитами, входящими в две изначально первичные ассоциации продуктов деплетирования вещества верхней мантии. Одна из них — доскладчатая альпинотипная дунит-гарцбургит-лерцолитовая ассоциация с комплементарными им габбро офиолитовых комплексов, другая, по-видимому, соскладчатая дунит-перидотит-габбровая (с габброидами габбро-норитового состава и норитами), преобразованная в ходе дальнейшего становления в метасоматические зональные дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые комплексы. В дальнейшей истории развития Урала в геосинклинальное время произошла трансформация пород как альпинотипных, так и концентрически-зональных габбро-гипербазитовых комплексов с мобилизацией и перераспределением в них ЭПГ.

В дунитах альпинотипных гипербазитов перераспределение платиноидов происходило, очевидно, в связи с формированием магматогенно-метасоматических хромитов кемпирсайского типа (платиноидно-хромитовая рудная формация). В менее деплетированных дунит-гарцбургит-лерцолитовых сериях альпинотипных гипербазитов формировалась платиноидно-хромитовая рудная формация кракинского типа. Во вторичных дунит-верлит-клинопироксенитовых полосчатых комплексах пород этой серии шло формирование платиноидно-хромитовой рудной формации верхневинского типа. С последней связаны, как показывают новые данные, крупные концентрации МПГ с ведущим осмий-рутений-иридиевым типом распределения (Нурали, Приозерное проявление).

В гетерогенных концентрически-зональных габбро-гипербазитовых комплексах, как показано выше, происходило более контрастное концентрирование МПГ. Дуниты с первичной (в том числе силикатной) платиной, очевидно, значительно трансформируются, и в них образуется собственно платиновометальное оруденение как в связи с мобилизованными шлирами хромитов, так и вне их (платиновая рудная формация нижнетагильского типа). Руды этой формации обладают высокими россыпеобразующими свойствами и питают многочислен-

**Содержание платиновых металлов
в медно-цинковоколчеданных рудах Южного Урала**

Материал проб	Содержание, г/т						
	Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Au
Медный концентрат	0,365	0,135	0,015	<0,01	0,008	0,051	7,80
Цинковый концентрат	0,288	0,045	<0,005	<0,01	0,010	0,035	1,79
Пиритный концентрат	0,256	0,038	0,007	<0,01	0,005	0,017	1,17
Отвальные хвосты	0,205	0,046	<0,005	<0,01	0,014	0,018	0,53
Руда текущей добычи	0,263	0,065	0,005	<0,01	0,013	0,017	1,98
Руда медная сплошная и вкрапленная	0,442	0,213	0,005	<0,01	0,010	0,019	2,14
Руда медно-цинковая сплошная и вкрапленная	0,221	0,065	0,007	<0,01	0,005	0,012	1,46

ные богатые платинометалльные россыпи Среднего и Северного Урала. Они же составляют основной учтенный потенциал прогнозных ресурсов МПГ региона.

В геосинклинальную стадию за счет трансформации более ранних (рифто-генно-геосинклинальных) габбро-гипербазитовых комплексов и новых поступлений в земную кору мантийных базальтоидных расплавов формируются месторождения и проявления МПГ в клинопироксенитах (качканарского подтипа, платиноидно-титаномагнетитовая рудная формация), в горнблендитах (первоуральского подтипа, платиноидно-медно-сульфидно-титаномагнетитовая рудная формация) и в габбро (волковского подтипа, платиноидно-медно-железо-ванадиевая рудная формация). Соответственно в этом формационном типе оруденения относительная роль различных МПГ меняется по мере углубления метасоматических процессов, повышения роли щелочей и увеличения доли в них калия: от преимущественно платиновой минерализации в дунитах, платиново-палладиевой с золотом в клинопироксенитах и горнблендитах до существенно золото-палладиевой и палладиево-золотой в габбро волковского типа и оливинитах среди пироксенитов баронского подтипа. Все три подтипа рудных формаций МПГ не обладают россыпеобразующими свойствами в связи с чрезвычайно малыми, тонкими по размерам минеральными выделениями и отчасти призматической их формой в сульфидах других металлов.

При дальнейшем изучении платиноносности зональных комплексов особое внимание необходимо уделить систематическому опробованию нижних горизонтов норитов и габбро-норитов дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов вблизи контактов их с пироксенитами; в расслоенных габбро-гипербазитовых массивах других регионов повышенные концентрации МПГ отмечаются именно в таких геологических обстановках.

Охарактеризованные выше формационные типы платинометалльного оруденения, имеющие различную минералого-геохимическую специализацию, от-

личаются различной россыпеобразующей способностью, что устанавливается по фактической (прямой) связи россыпей с определенными комплексами пород, руд и подтверждается результатами проведенных нами технологических исследований.

Богатый опыт эксплуатации россыпей позволяет генетически связать их продуктивность в основном с двумя главными ассоциациями пород: с дунит-клинопироксенит-габбровой (собственно платиноносной) и дунит-гарцбургитовой. С первой связана основная масса промышленных платиновых (золото-платиновых) россыпей, в которых шлиховой металл представлен преимущественно самородной платиной (изоферроплатиной, тетраферроплатиной) с резко подчиненным количеством других платиноидов – осмия, иридия, родия в виде примеси и включений собственных минералов; отмечается также присутствие соединений платины и платиноидов с серой и мышьяком. Наоборот, альпино-типные гипербазиты являются источником россыпей, в которых ведущая роль среди металлов платиновой группы принадлежит тугоплавким платиноидам – осмию, иридию, рутению, образующим самородные сплавы и интерметаллические соединения: осмирид (невьянскит), иридосмин (сысертскит), рутениридосмин и др.

Специализация россыпей непосредственно отражает особенности коренного оруденения, что отмечалось еще Н.К. Высоцким и А.А. Ивановым, а позднее И.С. Рожковым, Л.В. Разиным, Н.С. Рудашевским, Н.А. Шило и др. (табл. 6).

Наряду с различием по составу платиноидов двух групп россыпей, связанных с двумя формационными типами платиноносных пород, можно отметить их общность – в обеих группах платиновые металлы представлены в виде самородных сплавов, либо в виде интерметаллических соединений, включающих различные комбинации платиноидов, а также их сочетания с железом, медью, никелем и другими металлами. Иные формы минеральных соединений платиноидов в россыпях практически отсутствуют. Эта особенность, россыпей объясняется, очевидно, двумя факторами: явным преобладанием в коренных источниках самородных металлов и их сплавов по сравнению с другими минеральными формами и большой флотационной способностью и слабой устойчивостью к механическим и химическим воздействиям сульфидных, арсенидных, теллуридных и других минеральных соединений МПГ. Последние, как было указано выше при описании рудных формаций, имеют довольно широкий спектр минералов, включая сульфиды, сульфоарсениды, арсениды, антимониды, теллуриды и др. (Волченко и др., 1975, 1986). В большинстве своем они образуют мелкие и тонкие выделения, размером от первых микрон до первых десятков микрон и, естественно, не могут концентрироваться в платиноносных россыпях.

Рассматривая в этой связи другие платиноносные формации, можно отметить их общую особенность — платиноидное оруденение в них тесно ассоциирует с оксидной и сульфидной минерализацией, которая в свою очередь концентрируется в основном в хромитовом (сарановский, кемпирсайский), титаномаг-

Сравнительная характеристика рудной (числитель) и россыпной (знаменатель) платины по содержанию основных компонентов*

Массив	Содержание компонентов, %				Россыпи
	Pt	OsIr	Fe	Прочие	
Желтая сопка	84	3,4	9,6	3,0	р. Сольва, $n = 2$
	82,3	3,3	11,0	3,4	
Иовское тело	60	20,4	11,2	8,4	р. Иов, $n = 2$
	62,5	20,3	11,3	5,9	
Сосновский	79	5,2	12,0	3,8	р. Тылай, $n = 2$
	78,5	5,4	12,1	4,0	
Косьвинский	83	0,9	11,2	4,9	р. М. Косьва, р. Кытлым, $n = 2$
	85,3	0,7	9,3	4,7	
Камснущинский	82	5,0	9,8	3,2	р. Камснущка, $n = 2$
	82,2	2,7	11,7	3,4	
Вересовый бор	85	1,6	9,9	3,5	р. Простокишенка, р. М. Покап, р. Б. Покап, $n = 2$
	83,9	1,9	10,3	3,9	
Светлый бор	82	5,2	9,7	3,1	Вершины I, II, VI логов, прииски Ильинский, Мариинский и др., $n = 17$
	83	5,1	8,8	3,1	
г. Соловьева	78	1,3	14,3	6,4	р. Мартьян, р. Висим, р. Сисим, р. Чауж и др., $n = 7$
	77,4	1,5	15,2	5,9	
Омутнинский	62	23,9	5,7	8,4	р. Смутная, $n = 2$
	71,4	17,7	4,3	6,6	

*По материалам Н.К. Высоцкого, 1920-1923 гг.

нетитовом (кусинский, качканарский) типах оруденения, либо образует собственно сульфидные руды (волковский, чурольский и другие типы). Минералогия платиноидов в этих комплексных рудах изучена недостаточно, но вследствие выдержанного низкого содержания в них МПГ можно предполагать отсутствие в их составе крупных выделений собственных минералов платиновых металлов. Часть платиновых металлов может присутствовать в рудообразующих сульфидах в форме твердых растворов. В хорошо изученных стратиформных хромитоносных комплексах парагенезис минералов МПГ представлен разнообразными соединениями с серой, мышьяком и сурьмой: осмиевый лаурит, эрликманит, ирарсит, брэггит, атенеит, стиллуотерит, сперрилит (Волченко, 1986). Отмеченные особенности платиносодержащих сульфидоносных формаций не благоприятствуют россыпеобразованию и их россыпеобразующий потенциал весьма низок.

Комплексы пород нероссыпеобразующих формаций, связанные с базальтоидным магматизмом, располагаются на западном склоне Урала, при этом россыпеобразующий потенциал пикритоидных массивов заслуживает дальнейшей оценки.

Возвращаясь к главным источникам россыпей, каковыми являются гипербазиты дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации и дунит-гарцбургитовой формации, надо отметить, что в составе последних принимают участие породы и комплексы пород, среди которых лишь некоторые поставляют МПГ в россыпи. Так, в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации, слагающей Платиноносный пояс, основная масса россыпной платины связана с дунит-клинопироксенит-тылаитовыми сериями и в наибольшей степени – с дунитами, часто повышенной хромитонности. Последние вместе с пироксенитами и верлитами образуют в пределах Платиноносного пояса ряд ультраосновных массивов, концентрирующих более 90 % прогнозных ресурсов всей платины на Урале. С эрозией этих массивов и связано образование многочисленных платиноносных россыпей, являющихся одним из главных источников промышленного извлечения платины.

По сравнению с дунитами в формировании платиновых россыпей меньшую роль играют верлиты, оливиниты и оливиновые клинопироксениты, с которыми связаны небольшие, но богатые россыпи (р. Б. Гусевка, Хищнический лог). Платина в этих россыпях находилась нередко в сростках с хромтитаномагнетитом, реже с хромитом или пироксеном.

Совершенно другой специализацией на платиноиды и как следствие этого, отсутствием сопряженных россыпей металла характеризуются ферроклинопироксенит-габбро-норитовые серии, выделяемые в составе платиноносной ассоциации. Эти серии вмещают ряд мелких и крупных рудных месторождений различных формационных типов (качканарский, первоуральский, волковский), в которых платиноидная минерализация, сопровождающая основное оруденение, представлена главным образом палладиевой группой минералов, включающей соединения палладия и платины с серой, мышьяком, сурьмой, теллуrom. Природные сплавы встречаются здесь редко. Подавляющая часть минералов платиновой группы присутствует в виде мельчайших зерен размером не более 0,1 мм. Таким образом, специфический состав минералов не мог обеспечить образование платиноносных россыпей из пород рассматриваемого комплекса и они практически отсутствуют.

Более сложный характер связи россыпей с коренными источниками наблюдается в дунит-гарцбургитовой формации. Как известно, альпинотипные гипербазиты имеют широкое развитие на Урале. Они образуют многочисленные мелкие и крупные массивы, характеризующиеся положительными формами рельефа, с которых берут начало многочисленные ручьи и речки, впадающие в более крупные речные артерии. Однако лишь в некоторых местах эти речные потоки образуют осмий-иридийсодержащие россыпи, в которых платиноиды чаще всего присутствуют в виде примеси к золоту. Анализ пространственного размещения таких россыпей не дает однозначного решения проблемы от-

носителем избирательной россыпеобразующей способности альпинотипных гипербазитов. Частично решение данной задачи было найдено Ю.А. Волченко, И.И. Неустроевой (1988), которыми в составе дунит-гарцбургитовой формации впервые выделены два типа разрезов альпинотипных комплексов, характеризующихся различным характером распределения платиноидов и разной россыпеобразующей способностью. Первый тип, представленный слабо деплетированными мантийными образованиями (лерцолиты, гарцбургиты с подчиненными дунитами), имеет субхондритовый характер распределения ЭПГ, заключенных в хромитовых рудах (в порядке их убывания): Pt-Os-Ru-Ir-Pd-Rh. Данный тип разрезов (кракинский, нуралинский) в целом не имеет промышленной хромитонности, но часто сопровождается ореолами платинометаллических россыпей.

Второй тип (кемпирсайский), с анхондритовым распределением ЭПГ в рудах, представленный сложно построенными хромитонными дунит-гарцбургитовыми массивами, обладающими признаками сильного деплетирования и фракционирования ЭПГ, характеризуется явно преобладающей ролью тугоплавких платиноидов. Ряд убывания ЭПГ: Os-Ir-Ru-Pt-Rh-Pd. Комплексы с таким разрезом, вмещающие крупные месторождения высокохромистых руд, не имеют комPLEMENTАРНЫХ россыпепроявлений платиновых металлов.

В последнее время, благодаря детальному изучению платиноносности гипербазитов (Волченко и др., 1993), охарактеризован третий рудно-формационный тип платиноидного оруденения (верхнейвинский), связанный с дунит-верлит-клинопироксенитовыми сериями краевых зон альпинотипных массивов. Распределение платиноидов в хромитовых рудах этого формационного типа имеет принципиальное сходство с распределением МПГ в кемпирсайском типе, однако преобладающая роль тугоплавких элементов по отношению к платине, палладию и родию выражена здесь в меньшей степени. С сильно метаморфизованными и тектонизированными рудоносными гипербазитами данного типа разрезов связаны местами довольно богатые осмистым иридием россыпи (Лешачьи лога в Верх-Нейвинском массиве и Яр).

Рассмотренные выше особенности платиноносных формаций в связи с их россыпеобразующей способностью позволяют более правильно ориентировать дальнейшие поисково-разведочные работы на россыпную платину и платиноиды. В этом плане наибольшие перспективы могут быть связаны с дунитовыми массивами Платиноносного пояса и, в первую очередь, с сильно и средне эродированными из них: Желтая Сопка, Сосновское тело, Вересовый Бор, гора Соловьева.

Среди альпинотипных гипербазитов наибольший интерес, очевидно, представляют зоны, примыкающие к дунит-верлит-клинопироксенитовым сериям, в той или иной степени метаморфизованным, с которыми связаны золото-осмий-иридий-содержащие россыпи. Первоочередными объектами среди них могут быть комплексы в составе «западной перидотитовой полосы», включающей ряд крупных массивов (Восточно-Тагильский, Верх-Нейвинский, Таловский, Нуралинский и др.).

В заключение следует сказать, что на Урале имеются реальные предпосылки для выявления сравнительно крупных концентраций платинометалльного оруденения как в традиционно известных массивах дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации, так и в дунит-гарцбургитовых комплексах, в которых могут быть обнаружены крупные различных типов месторождения тугоплавких платиноидов. Ареалы распространения собственно платиновых россыпей соответственно совпадают с местами локализации дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса, а осмий-иридиевых – с площадями развития альпинотипных дунит-гарцбургитовых комплексов осмиеносных поясов Урала.

Исследование выполнено при содействии и финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Уральской государственной горно-геологической академии.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. – М.: Изд-во АН СССР, 1935. – 148 с.

Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала // Петрология и рудообразование: Труды УрО АН СССР. – Свердловск, 1986. – С. 56-63.

Волченко Ю.А. Геохимия и минералогия платиноидов и золота в гипербазитах и хромитовых рудах // Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. – Свердловск, УрО АН СССР, 1990. – С. 195-206.

Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов / Волченко Ю.А., Нечехухин В.М., Радыгин А.И., Сандлер Г.А. // ДАН СССР, – Т. 224, № 1. – С. 182-185.

Проблемы исследования платиноидов в хромитовых рудах / Волченко Ю.А., Корус В.М., Наумова Н.Г., Неустроева И.И. // Комплексное использование руд черных металлов. – Свердловск, 1979. – Вып. 4. – С. 55-59.

Волченко Ю.А., Неустроева И.И. Два типа распределения платиноидов в альпинотипных комплексах складчатых поясов // Ежегодник. Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР. – Свердловск, 1988. – С. 70-73.

Платиноидное оруденение основных геодинамических режимов развития Уральского подвижного пояса / Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К., Мардиросьян А.Н. // Ежегодник-1992. Ин-т геологии и геохимии РАН, – Екатеринбург, 1993.

Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Часть IV. – Л., КЕПС АН СССР, 1925. – С. 345-692.

Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения коренной платины / Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П. – М., 1956. – 113 с.

Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. – М.: Наука, 1983. – 223 с.

Малахов И.А. Хромшпинелиды – индикатор формирования и потенциальной алмазности кимберлитов Среднего Тимана // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. – Иркутск, 1990. – С. 98-105.

Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы // Труды ИГиГ УФАИ СССР. – Свердловск, 1970. – Вып. 83. – 166 с.

Рожков И.С. Геология золотых и платиновых россыпей Северного и Среднего Урала и закономерности их развития. – М.: Госгеолтехиздат, 1954. – 272 с.

Рудашевский Н.С., Жданов В.В. Петрогенезис в платиноносных ультрамафитах // Записки Всесоюз. минерал. о-ва. – 1983. – Ч. 112, № 4. – С. 398-411.

Lidon J.W. The potential for hydrothermal platinum deposits. – Geo-Platinum'87. Proc. Symp. – London, New York, 1988. – P. 111-112.

К МЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ АТТЕСТАЦИИ МЕТОДИК ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ*

При выполнении геохимических исследований, посвященных изучению закономерностей распределения платиновых металлов (ПМ) в горных породах и минералах, каждый раз возникает вопрос о надежности, достоверности и правильности полученной аналитической информации. Методики количественного химического анализа (КХА) являются сложными многоэтапными измерительными процедурами, включающими стадии : разложения горных пород, устранение влияния мешающих факторов, выделения и перевода определяемых ПМ в анализируемую форму и т.д. Вклад каждой стадии в суммарную погрешность полученных содержаний ПМ трудно выявить и оценить, но он может оказать существенное влияние на полученные результаты. Для обеспечения уверенности в полученных результатах, кроме установления характеристики погрешности прямых измерений, необходимо поставить под контроль всю процедуру анализа. Эту задачу решает система управления качеством аналитических работ [1], которая включает оперативный и статистический контроль [2], [3] и состоит в проверке правильности выполнения процедуры измерений, осуществляемой путем оценки соответствия характеристик погрешности (или ее составляющих) некоторым нормативам, установленным для принятого алгоритма контроля, согласно документам на методики КХА.

Установлению фактической точности и правильности определения анализируемых компонентов служит и процедура метрологической аттестации методик КХА, которая заключается в установлении их метрологических характеристик (суммарной погрешности методики, систематической и случайной составляющих этой погрешности), определении запаса точности методики и нормировании погрешностей при выполнении анализа по определенной категории точности.

Эта работа выполняется с использованием стандартных образцов состава вещества (СО), которые подбираются наиболее близко к составу вещества анализируемых проб.

Кропотливая и трудоемкая работа по аттестации методик КХА еще больше усложняется при аттестации методов выполнения измерений (МВИ) для платиновых металлов в горных породах.

Осложняющими факторами являются: природная неоднородность распределения платиновых металлов в горных породах при высоких содержаниях либо их низкие содержания и связанная с этим необходимость выполнения предварительного концентрирования ПМ в небольшой по весу остаток, удаление большей части вещества матрицы. Выполненная работа связана с проведением преаттестации действующей МВИ «Определение платиновых металлов в си-

*Ежегодник-1999 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2000. С. 231-235.

Таблица 1

Результаты определения ПМ в ГСО № 1703-86 «ХО-1» (мг/т)

Элемент	Атт.знач. (Сат.); погр.	n	Сред.	R	d _r (%)	σ _{в,г} (%)	σ _{Σ,г} (%)
Pt	430;9	10	527	104	18,4	25,6	31,6
Pd	840;170	10	996	127	15,7	20,5	25,8
Rh	96;13	10	92	17	4,4	26,1	26,5
Au	7;1	7	5	1	42,9	34,1	54,8

Примечание: 1) n – число выполненных измерений; 2) R – размах результатов $R = (C_i - \text{Сред})/n$; 3) C_i – содержание элемента для i-измерения; Сред – среднее содержание элемента в пробе для n измерений $C = \sum_{i=1}^n C_i / n$; 4) d_r – систематическая составляющая погрешности методики; $d_r = IC - \text{CatI} \times 100\% / \text{Сред}$; 5) $\sigma_{в,г}$ – случайная составляющая погрешности (воспроизводимость) методики; $s_{в,г} = S_{в,г} \times 100\% / \text{Сред}$; $S_{в,г} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (C_i - \text{Сред})^2 / n - 1}$; $S_{в,г}$ – среднее квадратическое отклонение; 6) $\sigma_{\Sigma,г}$ – суммарная погрешность методики, характеризующая ее точность; $\sigma_{\Sigma,г} = \sqrt{\sigma_{в,г}^2 + d_r^2}$.

Таблица 2

Результаты определения ПМ в ГСО № 929-86 «ВТ-1» (мг/т)

Элемент	Ат.знач.; погреш.	n	Ср	R	d _r	σ _{в,г}	σ _{Σ,г}
Pt	2550;340	16	2236	620	12,3	34,8	36,9
Pd	6400;450	16	4835	1137	32,2	28,7	43,2
Rh	330;50	14	305	61	8,2	25,1	26,4
Ir	41;5	14	37	12	10,8	41,2	42,6
Au	260;40	13	103	42	152,4	57,2	162,8

Таблица 3

Результаты определения ПМ в СО SARM-7(мг/т)

Образец	Pt	Pd	Rh	Ir	Au	Ru
SARM-7	1720	1200	26	20	180	210
	1120	1310	30	50	130	400
	1670	1190	22	48	140	230
Ср	1500	1230	26	39	150	280
Сат.	3740	1630	240	74	310	430

**Сопоставительные результаты анализа проб хромитовых руд
и промпродуктов (мг/т)**

№	№ пробы	$\frac{C_{cp}}{n}$	Pt	Pd	Rh	Ir	Au
2	ПТМ-А	$\frac{C_{cp1}}{n}$	$\frac{14}{8}$	$\frac{4}{8}$	$\frac{5}{10}$	$\frac{120}{10}$	$\frac{<20}{4}$
4	ТХ-23 (хр.к-т)	$\frac{C_{cp1}}{n}$	$\frac{<10}{2}$	$\frac{5}{2}$	$\frac{5}{2}$	$\frac{15}{2}$	$\frac{20}{2}$
5	ТХ-23 (хвосты)	$\frac{C_{cp1}}{n}$	$\frac{<10}{3}$	$\frac{23}{3}$	$\frac{5}{3}$	$\frac{10}{3}$	$\frac{20}{3}$
6	ВРТ-611	$\frac{C_{cp2}}{n}$	$\frac{190}{4}$	$\frac{710}{4}$	$\frac{60}{4}$	$\frac{80}{4}$	$\frac{30}{4}$
7	ПТМ-А	$\frac{C_{cp2}}{n}$	$\frac{30}{4}$	$\frac{70}{4}$	$\frac{10}{4}$	$\frac{163}{4}$	$\frac{<50}{4}$
8	ТХ-23 (руда)	$\frac{C_{cp2}}{n}$	$\frac{20}{1}$	$\frac{30}{1}$	$\frac{7}{1}$	$\frac{50}{1}$	$\frac{30}{1}$
9	ТХ-23 (хр.к-т)	$\frac{C_{cp2}}{n}$	$\frac{10}{1}$	$\frac{30}{1}$	$\frac{3}{1}$	$\frac{29}{1}$	$\frac{20}{1}$
10	ТХ-23 (хвосты)	$\frac{C_{cp2}}{n}$	$\frac{20}{1}$	$\frac{30}{1}$	$\frac{8}{1}$	$\frac{47}{1}$	$\frac{20}{1}$
	ВРТ-611	d'	30	180	48	10	20
		C'	175	620	36	75	40
		П(%)	17,1	29,0	133,3	13,3	50,0
	ПТМ-А	d'	16	66	5	43	
		C'	22	37	7,5	142	
		П(%)	72,7	178,4	66,7	30,3	
	ТХ-23 (руда)	d'	10	12	2	40	25
		C'	15	24	6	30	42
		П(%)	66,7	50,0	33,3	133,3	59,5
	ТХ-23 (хр.к-т)	d'	0	25	2	14	0
		C'	<10	18	4	22	<20
		П(%)			50	63,6	
	ТХ-23 (хвосты)	d'	10	7	3	37	0
		C'	15	27	7	29	<20
		П(%)	66,7	25,9	42,9	130	

Примечание: № 1-5 – результаты анализов, выполненные в ИГТ УрО РАН; № 6-10 – результаты анализов, выполненные в АО «Механобр-Аналит»; d' - расхождение между результатами двух лабораторий (мг/т); $d' = |C_1 - C_2|$; C' - среднее арифметическое результатов лабораторий (мг/т); $C' = (C_1 + C_2) / 2$ (мг/т) П – относительное расхождение между результатами лабораторий; $П = d' \times 100 / C'$ (%).

ликатных горных породах и хромитовых рудах» и проведением оперативного контроля анализа рядовых проб. Для этого были использованы СО состава, аттестованные на содержание ПМ: ГСО №1703-86 «Хвосты обогащения ХО-1»,

ГСО №929-86 «Руда сульфидная медно-никелевая ВТ-1», ГСО №1702-86 «Концентрат никелевый КН-1», SARM-7 «Platinum Ore», стандарт ЮАР, выпущенный 03.10.1975 [3] и переаттестованный в 1998 г. Полученные данные представляют интерес и заслуживают внимательного анализа. Из названных СО, ранее для аттестации этой МВИ применялись ГСО №1703-86 «ХО-1» и ГСО №1702-86 «КН-1».

МВИ включает: стадию кислотного разложения проб с удалением мешающих компонентов матрицы, выделение зольного концентрата ПМ и последующее их определение эмиссионным спектральным методом.

Результаты, полученные для образца ГСО №1703-86 «ХО-1» представлены в таблице 1.

Как видно из таблицы 1, полученные значения ПМ близки к аттестованным значениям и методика соответствует III категории точности, кроме золота. Его содержание в СО близко к пределу обнаружения и поэтому погрешность определения для золота больше. СО «ХО-1» на 93% состоит из силикатных пород с небольшой примесью сульфидов (до 2%), содержащих ПМ. СО «ВТ-1» имеет более высокие содержания ПМ и большую неоднородность, которая влияет на получаемые результаты, давая большой разброс значений и большую суммарную погрешность (табл. 2).

Загрязнение полученного осадка ПМ адсорбированными тяжелыми цветными металлами (Ni, Co) и железа при спектральном определении приводит к получению более высокого фона и наложению их спектральных линий на линии элемента сравнения (Co). Это снижает чувствительность определения ПМ и увеличивает погрешность. Если исключить из выборки, использованной для расчета метрологических характеристик методики по СО «ВТ-1» для палладия, значения, полученные с наложением линий на элемент сравнения, то суммарная погрешность определения палладия уменьшится до 26,6% вместо 43,2%. СО SARM-7, проанализированный и снятый на одну пластинку с рядовыми пробами, во всех трех параллельных осадках показал ровные и высокие значения Co, взятого в качестве элемента сравнения, в то время как в рядовых пробах значения Co были более низкие. Можно предполагать, что это стало причиной занижения полученных результатов для этого СО при их хорошей внутрилабораторной воспроизводимости (табл. 3).

Контроль правильности результатов, получаемых с использованием аттестуемой МВИ, в том случае, когда трудно подобрать (или отсутствует) СО близкий по составу к анализируемым пробам, можно выполнить путем сравнения получаемых результатов с результатами анализа этих проб по другой аттестованной МВИ [3]. В таблице 4 представлены результаты анализа хромитовых руд и промпродуктов на ПМ, полученные с использованием аттестуемой МВИ, и результаты анализа этих же проб, выполненные в АО «Механобр-Аналит» г. С-Петербург с помощью пробирно-спектрального метода, прошедшего государственную аттестацию.

Как видно из таблицы 4, наибольшие погрешности в определении содержания ПМ для проанализированных проб наблюдаются для Ig и Rh, что может быть связано с неоднородностью распределения этих элементов. СО, используемые для оперативного и статистического контроля за качеством получаемых результатов для разработки и аттестации МВИ, должны быть однородными и стабильными во времени. Количество аттестованных СО должно охватывать большую часть разнообразных по составу горных пород, при этом концентрации ПМ в СО должны варьировать все возможные содержания ПМ в этих породах. Создание таких СО на содержание ПМ является трудной задачей. Имеющееся на сегодня количество СО состава горных пород на содержание платиновых металлов не велико[4]. В основном они представляют сульфидные руды, содержащие ПМ, и промпродукты их переработки. Неоднородность распределения ПМ в горных породах затрудняет изготовление из них гомогенных по составу вещества СО, которые можно было бы использовать для получения надежных и правильных результатов определения ПМ с помощью различных МВИ. Полученные в работе данные показывают, что выбранные для метрологической аттестации МВИ СО обладают хорошей стабильностью во времени. Созданные 20 лет назад, многие из них успешно прошли переаттестацию. Создание новых СО по-прежнему является актуальным. Из-за экономических трудностей эта работа замедлилась и создание СО ведется в ранге стандартных образцов предприятия (СОП). Необходимость иметь дело при геохимических исследованиях по ПМ с хромитами заставляет заниматься созданием СО состава «Хромитовая руда вкрапленная» Эти исследования проводятся со специально отобранной в полном соответствии с нормативно-технической документацией пробой ПТМ-А. Изложенные выше результаты проводимых метрологических исследований дают основание надеяться на успех этой работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Методы контроля точности результатов измерений химического состава веществ и материалов // Обзорная информация. Вып. 2. - М.: Госстандарт СССР, 1989. - С. 61.
2. Ноулер Л., Хауэлл Дж., Голд Б., Коулмен Э., Моун О., Ноулер В. Статистические методы контроля качества продукции // М.: Изд. стандартов, 1989. - С. 96.
3. Семенко Н.Г., Панева В.И., Лахов В.М. Стандартные образцы в системе обеспечения единства измерений. - М.: Изд. стандартов, 1990. - с. 287
4. Лонцих С.В., Петров Л.Л. Стандартные образцы состава природных сред. Новосибирск.: Наука. Сиб. отделение, 1988. - С. 277.
5. Barnes Sarah-Jane and Naldrett A.G. Fractionation of the Platinum-Group Elements and Gold in Some Komatiites of the Abitibi Greenstone Belt, Northern Ontario // Economic Geology. - 1987. - Vol. 1. - P. 165-183.

НОВЫЕ ПЛАТИНОВОРУДНЫЕ ЗОНЫ ГОРЫ СОЛОВЬЕВОЙ (НИЖНЕТАГИЛЬСКИЙ МАССИВ) - СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ*

В течение 100 лет дуниты горы Соловьевой, вмещающие многочисленные коренные месторождения и рудопроявления платины, остаются эталонным полигоном мирового значения при характеристике платиновых руд уральского (нижнетагильского) типа. Однако посвященные им фундаментальные труды, основанные на оригинальных коллекциях, относятся к доаппаратурному этапу исследований [2, 9-11, 13]. Работы последних десятилетий в основном базируются на материалах платиновых россыпей, поскольку за последние 50 лет в дунитах горы Соловьевой не было выявлено ни одного коренного платинового проявления, соизмеримого по параметрам с известными месторождениями, открытыми здесь в конце 19 – начале 20 веков.

Разработанные нами в последние годы критерии концентрированного платинового оруденения в дунитах [5-8] привели к открытию на горе Соловьевой новых платиноворудных зон, возможно имеющих и промышленное значение. Детальное изучение состава, внутреннего строения и условий формирования этих зон позволило приблизиться к пониманию генетической сущности процесса возникновения хромит-платиновых руд в дунитах зональных комплексов Урала.

Прежде всего, для дунитов г.Соловьевой впервые установлены количественные соотношения содержаний платины (и суммы платиновых металлов) с параметрами химического состава дунитов и слагающих их минералов. В дунитах западной, северной и восточной частей массива, практически не затронутых эпигенетическими процессами хромит-платинового рудообразования (фоновых дунитах), эти содержания связаны прямой зависимостью с железистостью оливина (дунита) и обратной с количеством хромшпинелида (содержанием хрома в дунитах). При возрастании железистости от 6-7 до 10-12 мол. % содержание платины увеличивается от 5-10 до 50-70 мг/т и в дальнейшем не растет. Параллельно содержание хрома в дунитах уменьшается от 2 до 0,5-0,3 мас. % В изученных дунитах г.Соловьевой (поверхность по разрезу В. Мартъян - д.Захарова, карьеры, скважины, включая структурную скважину 7529) размер зерен сосуществующих оливина и хромшпинелида, как и степень ранней серпентинизации дунитов, ощутимого влияния на распределение платиновых металлов не оказывают. Петроструктурный анализ оливинов фоновых дунитов по скв.7529 показал, что они претерпели пластические деформации и высокотемпературную рекристаллизацию с формированием мезогранулярных, мозаичных, порфиroleйстовых и мозаично-лейстовых микроструктур [3], подчеркивающих проявление вертикальной зональности в дунитовом теле г.Соловьевой [3-4].

*Ежегодник-1999 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2000. С. 176-183.

К наиболее интенсивно деформированным дунитам с мозаичной микроструктурой приурочены хромитовые шпирьы, жилки и гнезда сегрегационного происхождения, несущие следы пластических деформаций и содержащие очень небольшие (от следов до 50-200 мг/т) количества платины. Исследования по оценке флюидного режима формирования и состояния окисленности дунитов и хромитов начаты в 1993 году на основе коллекции по скв.7529 совместно с И.С. Чащухиным. Для фоновых дунитов с глубины 225-227 м с железистостью оливина 8,1 - 8,2 мол. %, содержащих 20-28 мг/т платины, величина летучести кислорода равна 2,6 ед. $\log f O_2$ относительно буфера FMQ. Близкие низкие значения (2,6 - 2,8 ед.) получены для находящихся в них (с глубины 234 и 418 м) сингенетичных неплатиноносных хромитовых шпирьов и жил, содержащих низкие (от следов до 50-70 мг/т) количества платины [14-15]. Выводы об эпигенетической флюидно-метаморфогенной природе хромит-платиновых руд в дунитах и формировании их в условиях резко повышенной фугитивности кислорода [5-6] в дальнейшем подтверждены другими исследователями [1, 12, 15].

На основе большого количества оригинальных зондовых анализов хромшпинелидов из всех типов дунитов и хромититов (как с платиновой минерализацией, так и без нее) (рис. 1), удалось выделить основные типы рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов г.Соловьевой. Акцессорные хромшпинелиды из фоновых дунитов характеризуются максимальной железистостью ($Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg = 0,6-0,7$) и высоким содержанием двуокиси титана (0,5 - 0,8 мас.%). Для хромшпинелидов из рудовмещающих дунитов и неплатиноносных шпирьов, жилок,

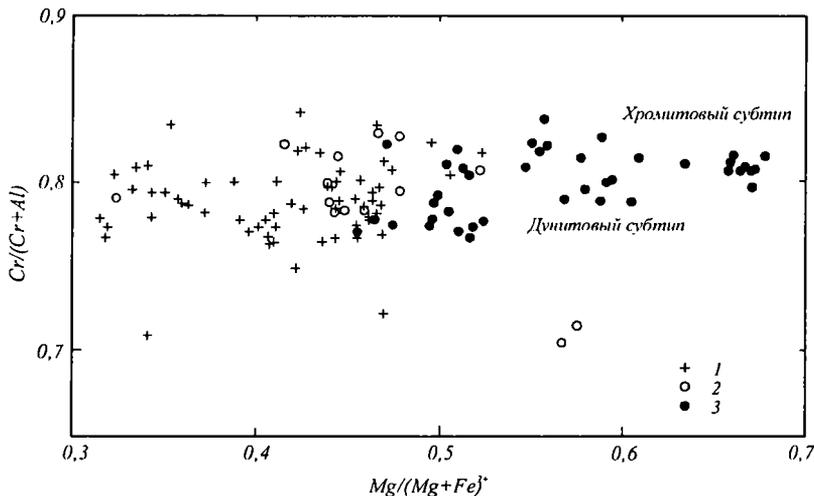


Рис. 1. Типы рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов в дунитах Нижнестагильского массива.

1 – акцессорные хромшпинелиды; 2 – рудообразующие хромшпинелиды неплатиноносных шпирьов, жилок, гнезд; 3 – рудообразующие хромшпинелиды платиноносных шпирьов, жилок и гнезд с видимой платиной.

гнезд при их близкой хромистости характерна более низкая железистость (0,5-0,6) и более низкие содержания двуокиси титана (0,4-0,5 мас.%). Рудообразующие хромшпинелиды платиноносных хромитоносных дунитов, платиноносных жилков и гнезд формируют свое компактное поле составов, характеризующихся соизмеримой и повышенной хромистостью, минимальной железистостью (0,3-0,5) и наименьшими содержаниями двуокиси титана (0,25-0,4 мас.%) - дунитовый субтип платиновых руд. Руды хромитового субтипа характеризуются высокой хромистостью и предельной магниезальностью ($Mg/Mg+Fe^{2+} = 0,55-0,70$). В прогностическом аспекте составленный график может играть роль палетки.

Среди основной массы рассмотренных соловьевогорских фоновых дунитов с закономерными вариациями геохимического поля по платине впервые установлены ее негативные геохимические аномалии и оценены их параметры. Прежде всего необходимо отметить парный характер негативных аномалий, их сопряженность с платиноворудными зонами и столбами на ряде участков горы Соловьевой: Александровский, Крутой Лог, Госшахта, Дунитовый и др.

Негативные платиновые аномалии имеют сложную морфологию и неоднородный пятнистый характер. Размеры их по данным изучения карьеров и скважин изменяются по ширине от 30-50 м до 100 м и более. По падению прослежены на глубину более 100 м. Для негативных аномалий характерно резкое в 5-10 раз падение содержаний платины против ожидаемого фонового - до "следов" - 5-10-20 мг/т, при существенном уменьшении железистости оливина - до 6-7-8 мол. %. В пределах этих аномалий 70-85% проб оказываются "пустыми" и содержат менее или около 10 мг/т платины, а "выбросы", как правило, соответствуют фоновым содержаниям в 30-50 мг/т (данные по 5 скважинам, пройденным по периметру Александровского карьера, 166 проб). Аналогичные данные получены для наклонной скважины Г-6 глубиной 120,5 м, перекрывающей ореол крупнейшего на г.Соловьевой рудного столба Господской шахты.

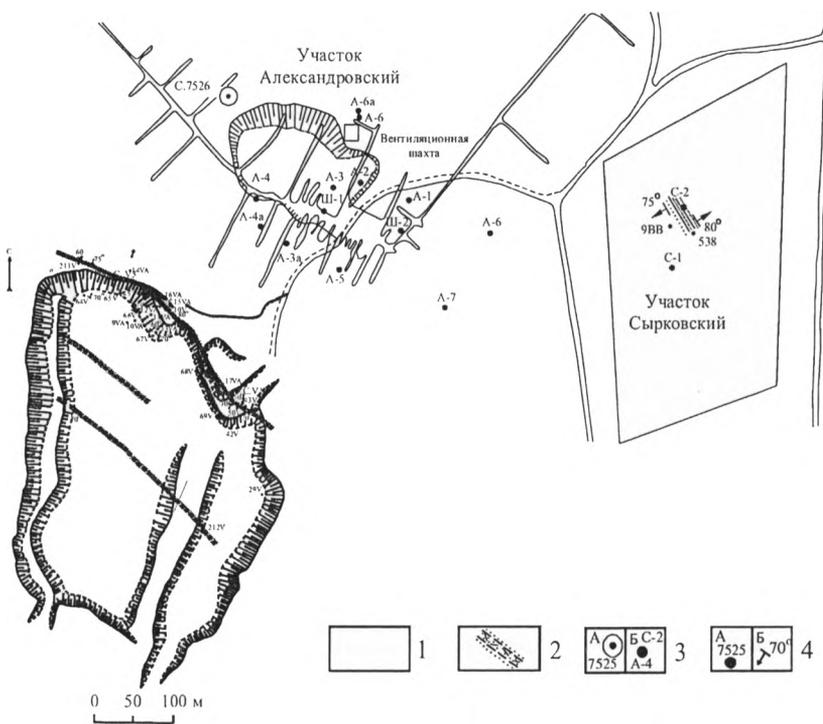
Одна из двух новых платиноворудных зон находится в прифронтальной части крупного негативного геохимического ореола, выявленного нами в северной и северо-восточной частях Соловьевогорского дунитового карьера (рис.2). Зона открыта в 1997 г., прослежена и детализирована в 1998-1999 г.г. Расположена в 200 м к юго-западу от Александровского карьера, в северной прибортовой части за урезом Соловьевогорского карьера, а также прослежена по свалам в северной и северо-восточной его стенках (см. рис.2). Протяженность зоны по простиранию не менее 280-300 м. Азимут простирания СЗ 300-330°. Падение зоны крутое до субвертикального на ЮЗ и СВ с углами 60-80°. По падению она зафиксирована на двух уступах карьера - около 30 м. Зона имеет сложную морфологию, определяемую чередованием линзовидных, изометричных и ветвистых раздувов (до 2-2,5 м) и пережимов-проводников (мощностью 5-10 см), создающим общую картину четковидных бус, скатывающихся с повторами по ее падению. Средняя мощность зоны оценивается в 1 м. Сложена разнородными и пегматоидными хромитоносными дунитами, на отдельных участках, в раз-

дувах, переходящими в бедновкрапленные руды, насыщенные пятно-полосообразными обособлениями и маломощными (0,5-2-4 см) сближенными жилками хромшпинелида, отстоящими друг от друга на расстоянии 5-10-20 см. Жилы и полосовидные зоны повышенной вкрапленности имеют протяженность от 10 до 50 см, редко более. От вмещающих пегматитизированных дунитов с аксессуарной и повышенной вкрапленностью хромшпинелида жилки и пятно-полосообразные обособления, сложенные средне-густовкрапленным хромшпинелидом, почти всегда отделены узкими (2-20 мм) каймами осветления дунитов, сложенными светло-зеленым и желтовато-светло-зеленым серпентинитом, не содержащим реликтов оливина.

Эти жилки и пятно-полосообразные обособления, также как и вмещающие их пегматоидные и разнотекстурированные дуниты, всегда несут следы хрупких деформаций, и пересекаются многочисленными тонкими (0,1-1 мм и более) преимущественно карбонатными и серпентин-брусит-карбонатными прожилками, подчеркивающими катаклаз и брекчированность платиноносной зоны. Вещество прожилков имеет игольчатую, пластинчатую и звездчатую структуру и белый, кремово-белый, зеленовато-серовато-белый цвет, придающий в целом рудным концентрациям седоватый оттенок. Ориентировка прожилков самая различная - от перпендикулярной, косой диагональной до параллельной контактам хромит-платиновых жил и обособлений. Протяженность их небольшая (0,5-1 до 5 см), однако встречены прожилки общей протяженностью до 10-15 см, пересекающие пары сближенных хромит-платиновых жил с каймами и продолжающиеся далее в виде выклинивающихся тончайших трещин в дунитах.

Соотношения хромшпинелида и силикатного цемента (вместе с карбонатными прожилками) в отдельных жилках и гнездах варьируют от существенного преобладания первого (до 70-85 об.%) до примерного их равенства. Силикатный цемент представлен серпентином, карбонатом, хлоритом, слюдами. Хромшпинелиды жилок и обособлений платиноносной зоны по составу отвечают типичным рудообразующим хромшпинелидам дунитового субтипа платиновых руд (рис.1). В них присутствуют мономинеральные и полиминеральные включения размером от 5-10 до 100 мкм и более, представленные оливином, хлоритом, флогопитом, диопсидом, серпентином и другими минералами. Состав хромшпинелидов из серпентиновых кайм, а также прилегающих пегматоидных дунитов, отличается большей железистостью и приближается к составу хромшпинелидов фоновых дунитов (рис.1).

На основе зондовых анализов оливина по нескольким сечениям платиноносной зоны исследованы изменения его железистости в направлении от хромит-платиновых рудных жил и гнезд к рудовмещающим пегматоидным дунитам и далее к негативным ореолам и фоновым дунитам. Железистость оливина включений в рудообразующем хромшпинелиде равна 3,9-4,4 мол. %. Оливин рудовмещающих дунитов с нормальной и повышенной вкрапленностью хромшпинелида имеет железистость 6,5-7,7 мол. %. Для дунитов негативного геохимического



№ пп	№ проб	Содержание, г/т						
		Pt	Os	Ir	Pd	Ru	Rh	Au
1	43В	2,7-4,85	0,06-0,11	сл.-0,08	0,21-0,9	0,013-0,02	сл.-0,02	0,01
2	66В	5,63-9,72	0,022-0,25	0,01-0,04	0,02-0,03	сл.-0,17	0,005	<0,01
3	211В	1,5-6,5	0,04	0,02	0,04	0,03	0,01	0,01
4	43А	20,0-50,0	0,34-2,0	0,33-1,66	0,19-0,37	0,086-0,42	0,03-0,17	0,02
5	66А	28,0	0,37-0,66	0,02-1,8		0,04-0,14		0,01

Рис. 2. Положение новых платиноворудных зон в дунитах горы Соловьёвой.

1 – дуниты; 2 – платиноворудные зоны; 3 – скважины и их номера: а – структурные; б – поисковые; 4 – а - место отбора проб и их номера; б – элементы залегания рудных зон и жил.

кого ореола по платине характерна железистость оливина от 6 до 8 мол.%. Фоновые дуниты в районе новой платиноворудной зоны имеют железистость от 8 до 9,5 мол. %.

Платиновая минерализация установлена во всех частях рассматриваемой зоны - пробы 43В, 50В, 67В, 66В, 210В, 211В (рис.2). Встречена в образцах руд, протолочках и концентратах из проб 43В и 66В. Присутствует в виде мелких и тонких рассеянных зерен, а также их гнездообразных скоп-

лений размером 2x2 - 4x4 мм. Гранулометрический анализ платины, проведенный на основе изучения 400 зерен, показал, что 83% из них относится к классу менее 400 мкм, при этом 65% из этих зерен имеют крупность менее 100 мкм, то-есть флотационную крупность.

Идиоморфные кристаллические зерна платины заключены в катаклазированных хромшпинелидах, где находятся возле хлорит-серпентиновых обособлений размером до 1-2 мм, и в тонких трещинках катаклаза, часто пересекая и цементируя их без каких-либо следов последующих деформаций. Реже более крупные (сотни мкм) также идиоморфные кристаллические зерна и сростки кристаллических зерен платины включены в силикатный цемент руд, либо находятся на контактах хромшпинелидов и силикатов. По составу платина представляет собой железо-платиновые твердые растворы, обогащенные медью и никелем. Соотношения в них основных компонентов в большинстве случаев отвечают тетраферроплатине с низкими содержаниями иридия (0,45-3,35 мас.%, Хсред.по 26 ан. = 1,67 мас. %), высокими содержаниями меди (1,66-9,29 мас.%, Хсред.по 26 ан. = 5,96 мас.%) и никеля (0,21-7,10 мас.%, Хср.по 26 ан.= 1,64 мас.%) - табл., ан. 1-4. Встречены единичные мелкие зерна также малоиридной изоферроплатины (табл., ан. 5) и кристаллические сростки зонального строения, центральная часть которых представлена малоиридной изоферроплатиной, а периферия - тетраферроплатиной. В кристаллических зернах тетраферроплатины установлено равномерное распределение всех основных компонентов, включая медь и никель. Однако содержания последних резко изменяются от зерна к зерну даже в пределах одного образца. В тетраферроплатине присутствуют идиоморфные кристаллические вроски иридосямина, осмия самородного и лаурита размером до 100-200x30-50 мкм.

Суммарное содержание платиновых металлов в рудах зоны изменяется в широких пределах: от 2-3 до 10 г/т и более. Так, для пробы 43В содержание платины 2,7-5,0 г/т, 66В 5,6-9,7 г/т, 211В 2,1-6,5 г/т (рис.2). В отдельных хромит-платиновых жилках и концентратах содержание платиновых металлов еще выше: платины 20-50 г/т, палладия 0,2-0,4 г/т, родия 0,1-0,2 г/т, иридия 0,7-1,2 г/т, осмия 1,0-2,0 г/т, рутения 0,1-0,4 г/т. Реальные параметры выявленного оруденения (размеры 300x1x30 м, при средневзвешенном содержании суммы платиновых металлов в 5 г/т) предполагают наличие запасов платины, ставящих этот объект в один ряд с известными коренными месторождениями горы Соловьевой - Госшахта, Крутой Лог, Авроринское и др.

Вторая платиноворудная зона находится на участке Сырковском в 400 м к востоку от Александровского карьера (рис.2). Расположена на площади бывшей россыпи Сырковского Лога, доработанной в последние годы до цоколя, сложенного обохренной корой выветривания шлироносных дунитов. В результате проведенного картирования и опробования этого участка выявлено новое рудное тело, подсеченное также и наклонной скважиной С-2, глубиной 55,5 м. На поверхности в глыбовых развалах дунитов центральной части Сырковского уча-

стка (рис.2) рудное тело представляет собой маломощную (0,5-2 м) зону пятнистых “сидеронитовых” дунитов брекчиевидной текстуры, сильно напоминающие платиновые руды месторождения Крутой Лог. Овальные, линзовидные, табличатые и угловатые участки размером от 0,5 x 0,5 - 2 x 4 до 5 x 10 см и более, сложенные разномерными, крупномерными и пегматоидными дунитами с акцессорной и повышенной вкрапленностью хромшпинелида, цементируются бедно-средне-густовкрапленными хромитовыми рудами, формируя в целом петельчато-брекчиевидную текстуру платиновых руд. В скважине на глубине около 50 м рудная зона имеет мощность чуть более 1 метра. Сложена разномерными брекчиевидными дунитами с обособлениями хромшпинелида в сидеронитовом цементе размером до 2 x 5 см и хромитовыми жилками мощностью 1-2 см. Протяженность жил на поверхности и по скважине до 0,5-1 м. Выявленная зона имеет северо-западное простирание и субвертикальное (75-80°) падение к ЮЗ и СВ. Сидеронитовые обособления хромшпинелида и его жилки отделены от дунитов узкими (2-10 мм) каймами их осветления желтовато-серовато-светлозеленого цвета, сложенными серпентинитом, не содержащим реликтов оливина. Хромшпинелид разномерный, крупномерный и порфирированный, сильно катаклазированный. Цемент руд сложен серпентинитом, карбонатом, хлоритом. Причем карбонат не только импрегнирует серпентинитовый цемент, но и присутствует в виде многочисленных тонких (0,1-1 мм) пржилков, секущих сидеронит, хромшпинелидовые жилки и каймы. В кристаллических зернах хромшпинелида присутствуют включения оливина, хлорита, слюд размером от 20 x 20 до 100 x 100 мкм. По составу хромшпинелид высокохромистый и предельно магнизальный, отвечающий платиновым рудам хромитового субтипа (рис.1). Законсервированные включения оливина в рудообразующем хромшпинелиде имеют железистость около 4% мол. В рудовмещающих разномерных и пегматоидных дунитах железистость оливина составляет 6,8-7,5 мол. % . Содержание платины по скважине С-2 в прилегающем негативном ореоле изменяются от следов до 20-30 мг/т. На поверхности рудная зона характеризуется следующими концентрациями платины - 0,9 и 1,2 г/т, на глубине 40-50 м - 0,56 и 1,5 г/т. В концентратах из сидеронитовых обособлений и хромитовых жилок содержится 2,5-6,6 г/т платины, 0,37-0,54 г/т палладия, 0,14-0,18 г/т иридия. В Сырковской зоне платина установлена как в пробах с поверхности, так и в керновых пробах. По размерам - средняя и крупная (200x400 - 700x1000 мкм и более). Лишь 30% ее зерен относится к классу крупности менее 400 мкм, из них 10% - к классу менее 100 мкм. По составу соответствует высокоиридной изоферроплатине с низкими содержаниями меди и никеля (табл., ан.6-7). Присутствует в виде зерен ксеноморфной формы, находящихся во взаимопрорастаниях с хромшпинелидом, а также в виде прожилков и крючкообразных включений в интерстициальном силикатном цементе. В изоферроплатине находятся многочисленные тонкие и мелкие включения и распадаобразные выделения осмирида и платинистого иридия размером от 20x20 до 50 x 100 мкм.

**Химический состав платины новых платиноворудных зон
г. Соловьевой (мас. %)**

№ п.п.	Pt	Pd	Ir	Os	Ru	Rh	Fe	Cu	Ni	Сумма
1	73,48	0,22	0,45	0,0	0,03	0,61	14,23	8,03	0,41	97,46
2	75,32	0,24	3,35	0,0	0,5	0,61	17,17	1,66	1,14	99,54
3	72,20	0,13	2,04	0,0	0,0	0,70	13,65	2,47	7,06	98,25
4	74,65	0,13	1,81	0,0	0,0	0,84	14,98	2,87	2,02	97,20
5	84,01	0,44	0,86	0,0	0,03	0,69	12,46	1,07	0,82	100,38
6	74,48	0,38	10,58	0,0	0,05	0,98	12,46	1,03	0,46	99,42
7	73,07	0,36	10,42	0,08	0,05	1,01	11,69	1,08	0,46	98,22

Кристаллохимические формулы минералов:

1. $(Pt_{0,971}Rh_{0,015}Ir_{0,006}Pd_{0,005}Ru_{0,001})_{0,998}(Fe_{0,658}Cu_{0,326}Ni_{0,018})_{1,002}$
2. $(Pt_{1,009}Ir_{0,046}Rh_{0,016}Pd_{0,006}Ru_{0,001})_{1,078}(Fe_{0,804}Cu_{0,068}Ni_{0,050})_{0,922}$
3. $(Pt_{0,934}Ir_{0,027}Rh_{0,017}Pd_{0,003})_{0,981}(Fe_{0,617}Ni_{0,304}Cu_{0,098})_{1,019}$
4. $(Pt_{1,023}Ir_{0,025}Rh_{0,019}Pd_{0,003})_{1,070}(Fe_{0,717}Cu_{0,121}Ni_{0,092})_{0,930}$
5. $(Pt_{2,460}Rh_{0,038}Ir_{0,025}Pd_{0,024}Ru_{0,002})_{1,070}(Fe_{0,717}Cu_{0,121}Ni_{0,092})_{0,930}$
6. $(Pt_{2,176}Ir_{0,318}Rh_{0,055}Pd_{0,021}Ru_{0,003})_{2,573}(Fe_{1,289}Cu_{0,093}Ni_{0,045})_{1,427}$
7. $(Pt_{2,213}Ir_{0,330}Rh_{0,058}Pd_{0,020}Ru_{0,003}Os_{0,002})_{2,617}(Fe_{1,237}Cu_{0,100}Ni_{0,046})_{1,383}$

Примечание. 1-4 – тетраферроплатина; 5 – изоферроплатина; 6-7 – изоферроплатина иридия. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН на приборе JXA-5. Аналитик В.А. Вилисов.

Таким образом, эволюция процесса хромит-платинового рудообразования в изученных зонах прослеживается по смене более раннего парагенезиса сосуществующих минералов, представленного предельно магниальными оливинами, хромшпинелидами и высокоиридной изоферроплатиной со структурами распада платина – иридий, на более поздний, состоящий из менее магниального оливина и хромшпинелида, более железистой малоиридной тетраферроплатины (с высокими содержаниями меди и никеля) с иридосмином, лауритом и осмием.

Проведенное исследование коренных платиновых руд позволило приблизиться к пониманию механизма их возникновения и формирования. Ферроплатиновые руды в дунитах являются эпигенетическими постдеформационными и обязаны своим происхождением процессам формирования парных (негативных и позитивных) платиновых аномалий под определяющим воздействием поликомпонентных мантийно-коровых флюидов, состав которых эволюционировал в сторону обогащения CO_2 и сопровождался резким увеличением состояния окисленности рудообразующей системы. Источником рудного вещества при этом были как сами дуниты, так и глубинные флюиды.

Полученные результаты свидетельствуют о более широком, чем предполагалось, развитии высокожелезистой платины в рудах уральского типа. Существенно изоферроплатиновый состав комплементарных долинных и древних россыпей района Нижнетагильского массива отражает лишь резко различную россыпеобразующую способность дунитового (тетраферроплатинового) и хромитового (изоферроплатинового) субтипов платиновых руд горы Соловьевой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникина Е.В., Уханов А.В., Устинов В.И. Формирование хром-платинового оруденения в габбро-гипербазитовых комплексах Урало-Аляскинского типа как результат эволюции флюидно-магматической системы. Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. Тез. докл. С.-Петербург, 1998. С. 63-64.
2. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. Изд. АН СССР. Москва-Ленинград, 1935. 148 с.
3. Бетхер О.В., Волченко Ю.А. Петроструктуры оливина в дунитах Нижнетагильского и Инаглинского массивов. Сб. «Магматизм и геодинамика Сибири»». Тез. докл. научной конф. ТГУ. Изд. Томского госунивер. Томск, 1996. С. 48-49.
4. Волченко Ю.А. К металлогении дунитов Платиноносного пояса Урала. Ежегодник-1976 Ин-та геолгии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977. С. 90-93.
5. Волченко Ю. А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Платина Урала. Платинометальное оруденение и перспективы его освоения. Изв. ВУЗов. Горный журнал, № 6/4. Екатеринбург, 1994. С. 62-85.
6. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Геодинамические условия формирования и генезис крупных концентраций платиновых металлов в подвижных системах (на примере Урала). Сб. «Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов». Труды I Международного Симпозиума. С.-Петербург, 1998. С. 231-239.
7. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Новые и перспективные типы платинометального оруденения Урала. Геология и металлогения Урала. Сб. науч. тр.Кн. I. Екатеринбург, 1998.С. 238-255.
8. Волченко Ю.А. Платиновое оруденение Нижнетагильского массива. Изд. УГГГА. Екатеринбург, 1999. 26 с.
9. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Труды Геолкома, Новая серия. Вып. 62. С.-Петербург, 1913. 694 с.
10. Дюпарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале. Горный журнал. Т.I. С.-Петербург, 1913. С. 40-73.
11. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Изд. Геолкома. Ленинград, 1928. 56 с.

12. Иванов К.С., Аникина Е.В., Ефимов А.А. и др. Платиноносный пояс Урала. Путеводитель. Изд. УрО РАН. Екатеринбург, 1999. 95 с.

13. Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П. Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения коренной платины. Изд. НИГРИЗОЛОТО. Москва, 1956. 113 с.

15. Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Быков В.Н. О корректности некоторых оливин хром-шпинелевых геотермометров. Ежегодник-1994 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1995. С.125-129.

15. Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Пушкарев Е.В., Аникина Е.В. и др. Редокс-состояние дунит-клинопироксенитовой ассоциации Урало-Аляскинского типа. Ежегодник-1998 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1999. С. 143-146.

ПЛАТИНОВЫЕ МЕТАЛЛЫ И ЗОЛОТО В УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ УРАЛА*

Среди нетрадиционных типов платинометального и комплексного золото-платинометального оруденения Урала особый интерес представляют рудопоявления, связанные с черносланцевой формацией, первые сведения о которых появились в начале 90-х годов. Изучение платиноносности углеродсодержащих черносланцевых толщ Урала до этого времени практически не производилось, в то время как золотоносность их изучена в большей степени. Установлено, что максимальные концентрации золота приурочены к рифтогенной зоне западного склона Урала ("Золото Урала", Екатеринбург, 1993). Углисто-глинистые сланцы этой зоны содержат в среднем 20 мг/т золота, то-есть более, чем в 4 раза выше кларкового; углисто-кремнисто-глинистые сланцы имеют среднее содержание золота 17,1 мг/т. Количество золота резко возрастает в сульфидизированных углисто-глинистых сланцах – до 130 мг/т. Для сравнения отметим, что в углеродсодержащих кремнисто-глинистых сланцах зоны развития океанических и островодужных комплексов среднее содержание золота составляет 6,7 мг/т. Приведенные данные о резко повышенных концентрациях золота в сложнислоцированных черносланцевых разрезах Башкирии (Ковалев, Высоцкий, Фаткуллин, 1999) к сожалению не базируются на фундаментальной аналитической основе и нуждаются в дополнительной проверке.

Углеродсодержащие осадочно-метаморфогенные образования входят в состав многочисленных свит (толщ), которые широко развиты на Среднем, Северном и Южном Урале в большом возрастном диапазоне - от нижнего-среднего рифея до карбона. В геологических разрезах отдельных свит углеродсодержащие породы имеют переменную распространенность, составляя от суммарной мощности, либо доли процента, либо первые проценты, и достигая иногда 50% и более от общей мощности свит (толщ). В результате тесного переслаивания с другими разностями пород истинное соотношение углеродсодержащих и безуглеродистых образований часто трудно оценить.

Основная масса углеродсодержащих формаций сосредоточена в приосевой части Урала, в зоне Центрально-Уральского поднятия и прилегающем западном борту Тагило-Магнитогорской мегазоны. К востоку, в восточном борту Тагильской мегазоны, Восточно-Уральском поднятии и Восточно-Уральском прогибе распространение углеродсодержащих формаций резко ограничено.

Оценка платиноносности и золотоносности углеродсодержащих черносланцевых толщ проводилось нами в течение 90-х годов при выполнении исследований по двум проектам, поддержанным РФФИ, совместно с геологической служ-

**Распределение платиновых металлов и золота
в углеродсодержащих сланцевых толщах Урала**

Пассивные палеоокраины					Активные палеоокраины						
Участки исследований. Возраст толщ	К-во определений	Содержание, мг/т				Участки исследований. Возраст толщ	К-во определений	Содержание, мг/т			
		Pt	Pd	Rh	Au			Pt	Pd	Rh	Au
Сурьинский, R ₃ Фон. сод. Хср. Макс. концен.	10	20 250	13 25	4 5	20 200	Долгий мыс, D ₁ (O ₂₋₃) Фон. сод. Хср. Макс. концен.	20	7 270	30 260	4,5 10	20 11600
Кедровский (Кокуйский), R ₃ Фон. сод. Хср. Макс. концен.	20	10 480	30 5360	4 5	25 500	Быстринский, D ₁ (O ₁₋₂) Фон. сод. Хср. Макс. концен.	4	6 10	12 20	4,5 13	40 240
Промысловский, R ₂ -V ₁ Фон. сод. Хср. Макс. концен.	4	6 20	3 39	3 5	20 740	Нелобский D ₁ (O ₂₋₃) Фон. сод. Хср. Макс. концен.	16	7 45	20 80	3 10	20 1156
Вижайский, O ₂ Фон. сод. Хср. Макс. концен.	20	34 110	13 22	3,5 10	40 3100						
Оленьевский, O ₂ Фон. сод. Хср. Макс. концен.	4	6 24	6 32	7 6	15 160						
Промысловский, O ₂ Фон. сод. Хср.	4	7	6	4	115						
Висимский, O ₁₋₂ Фон. сод. Хср. Макс. концен.	4	17 96	17 30	5 14	60 180						
Мариинский, O ₂ Фон. сод. Хср. Макс. концен.	6	13 22	19 24	4 10	30 1930						
Бардымский, O ₂ Фон. сод. Хср. Макс. концен.	4	10 90	20 80	3 3	150 420						

Примечание. Таблица составлена на основе 116 определений, выполненных в Платиновой группе Института геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и комбинированным методами (аналитики И.И. Неустроева, О.А. Березикова, Ю.П. Любимцева).

бой ОАО УГЭСЭ. Исследованиями охвачены 12 участков, расположенных на территории Северного, Среднего и отчасти Южного Урала: Сурьинский, Кокуйский, Промысловский, Вижайский, Оленьевский, Висимский, Мариинский, Бардымский, Долгий Мыс, Быстринский, Нелобский, Басьяновский. Обобщение всех данных, полученных в процессе изучения вещественного состава и анализа около 150 проб на платиновые металлы, золото, а также серебро, цветные металлы, углерод общий и органический для структурно-вещественных комплексов трех возрастных срезов (верхний рифей, нижний-средний ордовик, верхний ордовик-

**Фоновые содержания и аномальные концентрации
платиновых металлов и золота в углеродсодержащих
черносланцевых толщах Урала различных возрастных уровней**

Возраст толщ	Фон, мг/т				Аномалии, мг/т			
	Pt	Pd	Au	Pd+Au/Pt	Pt	Pd	Au	Pd+Au/Pt
R ₃ (R ₃ -V ₁)	13	13	20	3,6	250	1800	500	9,2
O ₁₋₂	14,0	13,0	68	8	68	38	1160	18
O _{2,3} (O ₃ -D ₁)	7	21	27	7,2	108	120	4332	41

нижний силур (нижний девон?) углеродсодержащих толщ пассивной и активной палеоокраин Уральской подвижной системы (табл. 1), впервые позволило приблизиться к пониманию характера распределения в них платиноидов, региональных возрастных вариаций геохимического поля по благородным и цветным металлам, главных факторов, контролирующих появление золото-платино-палладиевого оруденения в различных геодинамических обстановках.

Верхнерифейские (верхнерифейско-вендские) темно-серые и черные углеродсодержащие слюдисто-кварцевые, слюдисто-карбонатные и слюдисто-глинистые сланцы, характеризующие отложения мелкого шельфа континентального склона (бельско-елецкие фации?) непосредственно примыкают к зоне ГУР, сильно смяты и деформированы опережающими его структурными элементами - Тылайско-Промысловским надвигом и др. Установлено, что региональный фон этих образований по платине составляет 13 мг/т, по палладию 16 мг/т и золоту 22 мг/т (табл. 1). Серебро присутствует в очень малых количествах - около и менее 0,1 г/т. Аксессуарная вкрапленность сульфидов (при содержании серы общ. 0,008-0,02 мас.%) определяет низкий фон углеродсодержащих сланцев по меди, никелю, свинцу и цинку. Содержание углерода органического 0,1-0,2 мас.% и менее. Среди таких сланцев на отдельных участках выявлены локальные зоны отчетливой сульфидизации (участок Кокуйский, аномалии "Петровская" и "Григорьевская"), содержащие до 2-5 г/т палладия, 0,2-0,5 г/т платины, 0,2-0,7 г/т золота, 0,2-0,5 г/т серебра. Содержание серы в оруденелых сланцах возрастает до 0,1-0,6 мас.%, количество сульфидов, среди которых абсолютно преобладает пирит, увеличивается до 1-3 об.%. Содержание органического углерода составляет 0,2-0,7 мас.%. Интенсивно проявлена разрывная и пликвативная тектоника, создающая в целом мозаично-блоковое строение рудоносных площадей. Положение Кокуйского участка контролируется зонами активного контакта с Журавликским мафит-ультрамафитовым массивом рифейско-вендского возраста и поясом даек метадолеритов, специализированными на палладий, платину и золото.

Нижне-среднеордовикские сланцевые толщи Вижайского, Промысловского, Висимского, Бардымского, Мариинского участков, расположенных около и

западнее Главной Уральской сутуры, характеризуют сильно дислоцированные углеродсодержащие терригенные и вулканогенно-терригенные черносланцевые отложения, коррелируемые с более глубоководными шельфовыми отложениями континентального склона – лемвинскими фациями. Региональный фон по платине этих зеленовато-темно-серых, серых и черных углисто-кварцево-слюдистых и углисто-кварцево-глинистых сланцев, обычно содержащих от 0,1 до 1,0 мас.% органического углерода, составляет 17 мг/т, по палладию 15 мг/т, по золоту 60 мг/т (табл. 1). Присутствует небольшое количество серебра - 0,16 г/т. Сульфидные минералы в терригенных и вулканогенно-терригенных сланцах отмечаются в аксессуарных количествах, содержание серы общей обычно равно 0,01-0,02 мас.%. В локальных зонах интенсивного смятия и рассланцевания, несущих обильную сульфидную минерализацию, представленную преимущественно пиритом, редко сульфидами цветных металлов, содержания платины и палладия незначительно возрастают (до 68-100 и 40-80 мг/т соответственно), но резко увеличиваются концентрации золота (до 0,5-1-3 г/т) и повышается содержание серебра до 0,5 г/т. Количество органического углерода существенно не меняется, но заметно возрастает (до 0,5-1,0 мас.% и более) количество общего углерода. Положение выявленных золотоносных зон иногда контролируется проявлениями магматитов основного и щелочного составов (участки Вижайский, Мариинский и др.).

Верхнеордовикско-нижнесилурийские (проблематичныс нижне-среднедевонские?) углеродсодержащие терригенные и вулканогенно-терригенные сланцевые толщи активной палеоокраины Уральской подвижной системы характеризуют палеогеографические обстановки окраинных морей (участки Долгий Мыс, Быстринский, Нелобский и др.). Для них фоновые содержания платины составляют 10-18 мг/т, палладия 20-30 мг/т, золота 30 мг/т (табл.1). Серебро содержится в количествах от 0,1 до 0,5 г/т. Количество углерода общего и органического варьирует в широких пределах от 0,1-0,2 до 3-4 мас.%. Постоянно присутствует аксессуарная вкрапленность сульфидов железа и цветных металлов. Среди этих сланцев выделяются участки (блоки) сильно перемятых и раздробленных пород, инъецированных магматитами основного, среднего и кислого составов (габбро, диориты, гранитоиды и др.) с зонами окварцевания, карбонатизации и лиственитизации, несущими повышенную (до 0,2-2-5 об.%) вкрапленность сульфидов (пирит, халькопирит, борнит, пирротин, пентландит и др.). Именно с этими зонами связаны повышенные и максимальные концентрации благородных металлов в углеродсодержащих черносланцевых толщах. Содержание платины при этом увеличивается до 100-200 мг/т, максимально до 1-2 г/т, палладия до 100 мг/т, максимально до 0,3 г/т, золота до 1-3 г/т, максимально до 5-10 г/т и более. Серебро присутствует в количестве 1-2 г/т.

В целом намечается общая картина, свидетельствующая о близком и низком геохимическом фоне разновозрастных черносланцевых толщ Урала по платине и возрастании величины этого фона по палладию и золоту от более древ-

них сланцевых толщ (верхний рифей) к более молодым (нижний-средний ордовик, верхний ордовик-нижний силур) (табл. 2). Специфика возникающего в этих толщах золото-палладиевого оруденения определяется изменением величины $Pd+Au/Pt$ отношения от 10-15 до 30 и 50, что отражает уменьшение относительно роли платины и возрастание роли палладия и, особенно, золота в процессах полигенного и полихронного благороднометаллического рудообразования. Последнее не исключает возможности формирования монокомпонентных руд на различных этапах метаморфогенно-метасоматического преобразования черносланцевых толщ.

Из анализа собранных материалов следует, что углеродсодержащие формации как с выявленными золото-платино-палладиевыми проявлениями, так и потенциально перспективные широко распространены на охваченной исследованиями территории Урала. Однако большая их часть в целом тяготеет к зоне ГУРа, располагаясь в западном борту Тагильской мегазоны, либо в пределах Центрально-Уральского поднятия, представлявших собой в период формирования углеродсодержащих формаций пассивную континентальную окраину мелководного морского бассейна, подверженную позднее коллизионным и постколлизионным процессам. Установлено, что появление участков с повышенными и высокими концентрациями платиноидов и золота (Кокуйский, Вижайский, Долгомысовский, Нелобский и др.) контролируется структурно-магматическими факторами - над и близинтрузивные ореолы, зоны флюидопроницаемых глубинных разломов и оперяющих их структурных элементов с разнообразными метасоматитами и т.д.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ХРОМИТ-ПЛАТИНОВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОСШАХТА (НИЖНЕ-ТАГИЛЬСКИЙ МАССИВ)*

В ряду крупнейших коренных месторождений платины в дунитах горы Соловьевой на первом месте, бесспорно, находится месторождение Госшахта (Господская шахта), ныне отработанное. Это месторождение было открыто старателями в глубоко врезанном борту небольшого левого притока Соловьева Лога в 1909 году и разведывалось в дальнейшем Тагильским заводоуправлением. Эксплуатировалось шахтами в течение свыше 30 лет до глубины более 150 м. По ориентировочным подсчетам количество добытой на этом месторождении платины составляет более 400 кг.

На вскрытой поверхности месторождение представляло собой крупное гнездообразное обособление хромшпинелида, имеющее неоднородное сложное внутреннее строение и состоящее из серии сближенных хромит-платиновых линзочек, жилок и гнезд. В приповерхностных частях морфология рудного тела определялась системой субпараллельных и переплетающихся маломощных (1-5 см) крутопадающих жил, линз и струеобразных веретенообразных обособлений хромшпинелида, которые то выклинивались по падению, то сливались в компактное почти изометричных очертаний столбообразное тело с горизонтальным сечением размером 2-4 м². Это тело, как отмечает А.Н. Заварицкий (1928), “не было резко отграничено от окружающего дунита, но оно сопровождалось частью шлирами с расплывчатыми очертаниями, частью резко ограниченными линзочками, наподобие апофиз, расходящихся во все стороны”. Для этих “отпрысков” рудного тела размером 1-2 x 10-30 см характерен пористый хромит с параллельными почти горизонтальными трещиноподобными пустотами, стенки которых покрыты не только кристаллами хромшпинелида, но и хромистого граната, хромистого хлорита и других минералов. В целом, столбообразное рудное тело месторождения имеет восточное-юговосточное склонение под углом 60-70°. Сопровождающие апофизы-отпрыски рудного тела имеют субмеридиональное простирание с крутым падением к востоку. С глубиной морфология рудного тела месторождения Госшахта принципиально не изменилась, однако площадь поперечных сечений столбообразного тела по данным А.Г. Бетехтина (1935) изменялась от 1 до 6-7 м².

Содержание платины в рудах отличалось исключительным богатством, при крайне неравномерном распределении. В приповерхностных частях месторождения по данным Н.К. Высоцкого (1923, 1925) содержание платины изменялось от 450 г/т до 10 кг/т, в среднем до глубины 7 м - 419 г/т. На глубине 15 м (граница старательской отработки) среднее содержание было лишь 62,5-125 г/т.

* Ежегодник-2001. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН. 2002. С. 267-273.

Средние содержания для различных более глубоких горизонтов оцениваются от 5 до 50 г/т (Заварицкий, 1928). По данным Г.В. Фосса (1931) ниже горизонта 110 м максимальное содержание платины составило 5 г/т с прогрессирующим снижением вниз и уменьшением масштаба хромит-платиновой минерализации вплоть до выклинивания ее на отдельных интервалах.

Благодаря исследованиям Н.К. Высоцкого (1923, 1925), А.Н. Заварицкого (1928), А.Г. Бетехтина (1935) и др. геологическое строение месторождения Госшахта и структурно-текстурные особенности его руд охарактеризованы достаточно полно. Однако современные данные по составу и пространственно-временным соотношениям главных рудообразующих минералов месторождения Госшахта в литературе отсутствуют, что затрудняет анализ минералого-геохимических особенностей хромит-платиновых руд этого месторождения, являющегося по существу генотипом платиновых руд уральского (нижне-тагильского) типа, и сопоставление его по ряду параметров вещественного состава с другими известными объектами России и мира.

Состав главных сосуществующих минералов руд (хромшпинелидов, оливинов, платины) исследован в архивных коллекционных образцах, характеризующих различные горизонты Госшахты (2, 3 и 4) вплоть до глубины 94 м, а также в образцах из частных коллекций по этому месторождению. Исследованные образцы руд представлены дунитами со сближенными гнездообразными обособлениями (0,5-1х2-3 см) и маломощными (0,5-1-3 см) прожилками хромшпинелида с видимой вкрапленностью и линейными цепочечными агрегатами платины размером от 0,1-1 до 2-3 мм. Хромшпинелид гнезд и прожилков как правило средне- и крупнозернистый с размером зерен от 0,5-1 до 2-3 мм, катаклазированный. Сечется сетью прожилков карбоната, хризотила и офита мощностью от 0,1 до 0,5 мм, продолжающихся за пределами этих обособлений в виде тонких неминерализованных трещин в дунитах. Каймы осветления дунитов около хромит-платиновых гнезд и прожилков имеют очень небольшую мощность (1-5 мм), либо практически отсутствуют. В цементе руд присутствует свежий оливин с размером зерен от 0,2-0,4 до 0,7-1,0 мм. Результаты изучения 24 образцов хромит-платиновых руд месторождения Госшахта представлены в таблицах 1-3 и на рисунках 1-2.

На диаграмме “хромистость-магнезиальность” (рис.1), построенной в целом на основе около 100 анализов рудообразующих хромшпинелидов из руд с видимой платиной пяти месторождений горы Соловьевой (Госшахта, Крутой Лог, Александровское, Сырковское, Дунитовое) поле составов ограничено сплошными линиями (рис.1;3). Оно представляет собой закономерно изменяющуюся серию от высокохромистых ($Cr/Cr+Al=0,84-0,82$) предельно магнезиальных ($Mg/Mg+Fe^{2+}=0,77-0,67$) составов, характеризующих хромшпинелиды месторождений Крутой Лог, Госшахта, Александровское (восточная часть), до умеренно хромистых ($Cr/Cr+Al=0,81-0,77$) и менее магнезиальных ($Mg/Mg+Fe^{2+}=0,60-0,50$) составов, типичных для рудной зоны месторождения Дунитовое (рис.1;2). Подчеркнем, что контрастные составы рудообразующих хромшпинелидов (см.

рис. 1, табл. 1) соответствуют принципиально различным структурно-морфологическим типам руд: гнездово-струйчатым, сидеронитовым, петельчатым и брекчиевидным, слагающим трубо-столбообразные рудные тела с одной стороны, и линзовидно-прожилковым, ветвисто-гнездовокрапленным, формирующим линейные платиноворудные зоны с другой.

Силикатный цемент руд представлен оливином, серпентином, хлоритами, слюдами, а также карбонатами. Состав оливина приведен в табл. 2. Железистость оливина изменяется в значительных пределах - от 3,7 до 7,7 мол.%, что, повидимому, определяется большим разнообразием мест отбора образцов руд. Единичные определения состава оливина микровключений размером 20-50 мкм внутри хромшпинелида фиксируют еще более низкую его железистость 2,5-3,5 мол.%. Среднее содержание СаО в оливине руд (около 0,2 мас.%) значительно ниже, чем в оливине фоновых дунитов, и близко к его содержаниям в оливине дунитов негативных геохимических ореолов по платине (около 0,25 мас.%).

Платина в исследованных рудах месторождения Госшахта присутствует в виде вкрапленности рассеянных зерен размером от десятков микрон до сотен микрон и даже до 1-2 мм, гнездообразных скоплений размером 2x4 мм и прожилков мощностью 0,1-0,5 мм и длиной до 3 см. Гранулометрический анализ 100 зерен, извлеченных из образцов руд, показал, что 60 % из них имеют крупность более 400 мкм, 20 % - крупность от 100 до 400 мкм и лишь 20 % зерен - крупность менее 100 мкм. Таким образом, для руд наиболее характерна крупная и средняя по размерам платина. Выделения платины чаще всего цементируют рудообразующий хромшпинелид, реже включены в силикатный цемент руд. Как правило они имеют ксеноморфную угловатую, крючковатую и ветвистую форму. Установлена вкрапленность тонких зерен платины в хлоритовых гнездах и прожилках. В катаклазированных и хлоритизированных зернах хромшпинелида постдеформационные прожилки и выделения платины размером 300x20 мкм и 130x40 мкм соответственно секут не только трещины катаклаза, но и прожилки цементирующего их хлорита. Химический состав платины представлен в табл. 3. По соотношению основных компонентов и оптическим свойствам платина относится к двум минеральным видам - изоферроплатине, абсолютно преобладающей, и резко подчиненной тетраферроплатине. Для обоих минералов характерны стабильно повышенные содержания иридия - 2,85 и 3,86 мас.% соответственно. Тетраферроплатина иридиастая слагает как самостоятельные изолированные зерна, так и нарастает на иридистую изоферроплатину в виде кайм шириной до 100 мкм. В парагенезисе с иридистой изоферроплатиной и иридистой тетраферроплатиной присутствует осмирид, иридосмин и лаурит в виде игольчатых кристаллов, пучкообразных гнезд и доматических кристаллов размером 5x10 - 20x40 до 10x100 и 40x150 мкм, находящихся в краевых частях зерен платины. Для железо-платиновых твердых растворов характерно относительно равномерное распределение всех минералообразующих компонентов, включая иридий, медь и никель.

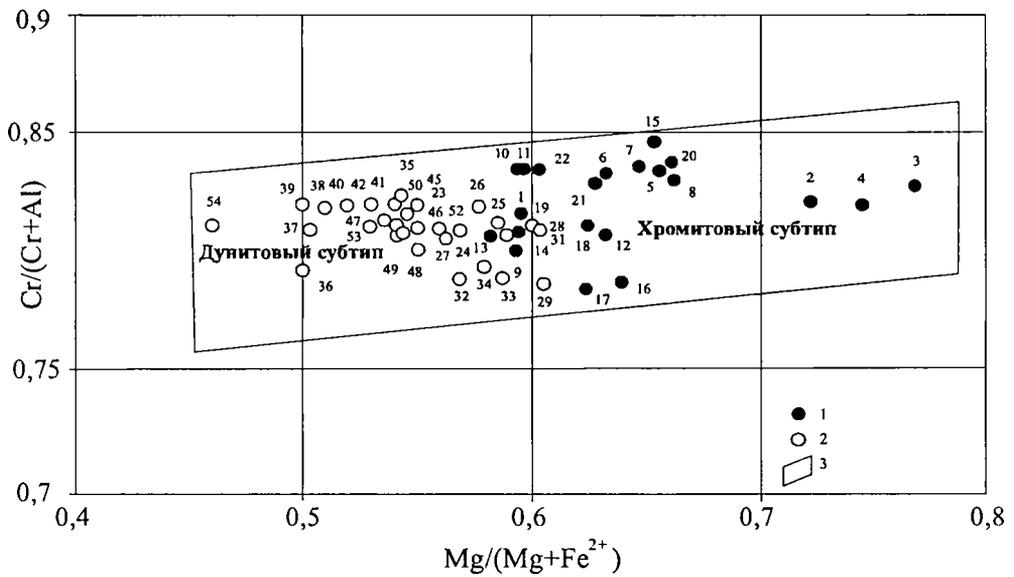


Рис. 1. Типы рудообразующих хромшпинелидов хромит-платиновых руд месторождений оры Соловьёвой (Нижне-Тагильский массив).

1 - хромшпинелиды с включениями платины из месторождения Госшахта (ан. 1-22); 2 - хромшпинелиды с включениями платины из месторождения Дунитовое (ан. 23-38). Хромшпинелиды из 2 платиноносных прожилков в средней части платиноворудной зоны месторождения Дунитовое, ан. 39-54 по (Пушкареву, Аникиной, 2001); 3 - границы поля составов рудообразующих хромшпинелидов с включениями платины по результатам анализа 100 проб из 5 месторождений г. Соловьёвой.

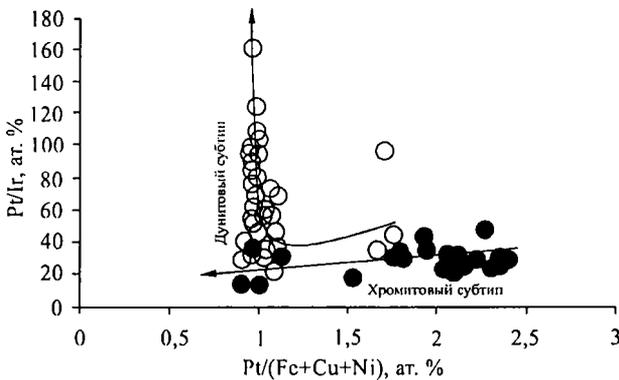


Рис. 2. Эволюция составов минералов платины при формировании хромит-платиновых руд месторождений уральского типа.

Черные кружки - изоферроплатина и тетраферроплатина месторождения Госшахта (26 ан., см. табл.3); белые кружки - тетраферроплатина и изоферроплатина месторождения Дунитовое (51 ан.)

**Химический состав (мас.%) хромшпинелидов
из платиновых руд хромитового подтипа**

№ пп	№ обр.	Основные компоненты							Cr Cr+Al	Mg Mg+Fe ²⁺
		TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO ⁺	MnO	MgO	Сумма		
1	231-1	0,44	8,26	52,19	24,12	0,50	11,76	97,27	0,81	0,60
2	249-1	0,44	8,10	55,81	19,50	0,44	14,78	99,07	0,82	0,72
3	249-2	0,44	8,13	59,12	16,33	0,61	16,04	100,67	0,83	0,77
4	249-3	0,48	8,35	57,36	17,73	0,62	15,34	99,88	0,82	0,75
5	250	0,42	7,37	55,42	22,90	0,56	13,37	100,04	0,84	0,66
6	251	0,45	7,35	54,64	24,71	0,63	12,85	100,63	0,83	0,63
7	255	0,44	7,50	56,57	22,25	0,59	13,18	100,53	0,84	0,65
8	255	0,45	7,50	55,21	22,35	0,59	13,39	99,49	0,83	0,66
9	257	0,54	8,26	49,79	28,79	0,50	12,01	99,89	0,80	0,59
10	176-1	0,36	7,43	56,25	22,90	0,56	11,85	99,35	0,84	0,59
11	176-1	0,36	7,40	55,90	23,37	0,59	11,93	99,55	0,84	0,60
12	177	0,48	8,36	52,71	24,09	0,53	12,74	98,91	0,81	0,63
13	179-1	0,47	8,51	53,70	25,43	0,49	11,85	100,43	0,81	0,58
14	179-2	0,44	8,30	52,80	26,71	0,51	12,19	100,95	0,81	0,60
15	228	0,42	6,73	55,87	23,17	0,56	13,25	100,00	0,85	0,65
16	262	0,47	9,32	51,71	26,15	0,47	13,36	101,47	0,79	0,64
17	262	0,49	9,35	50,69	25,47	0,49	12,72	99,20	0,78	0,63
18	266	0,42	8,34	53,74	24,58	0,49	12,78	100,34	0,81	0,63
19	268	0,44	8,33	54,55	24,32	0,50	12,09	100,23	0,82	0,60
20	270	0,44	7,24	55,73	22,91	0,54	13,48	100,34	0,84	0,66
21	273	0,44	7,55	55,05	24,48	0,60	12,82	100,94	0,83	0,63
22	274	0,45	7,20	53,82	26,35	0,60	12,22	100,64	0,83	0,60

Примечание. Образцы из платиноносных забоев горных выработок 2, 3 и 4 горизонтов Госшахты, Анализы выполнены методами РСМА на приборе IXA-5 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик В.Г. Гмыра). FeO⁺ - суммарное железо в виде FeO.

Типохимизм изоферроплатины месторождения Госшахта заключается в устойчиво повышенном содержании иридия при крайне низких примесных количествах меди и, особенно, никеля – 0,56 и 0,24 мас.% соответственно, что резко отличает ее от изоферроплатины месторождения Дунитовое (Волченко, 1999; Волченко, Коротеев, 2000). Еще более резкие принципиальные различия выявляются при сравнительном анализе составов тетраферроплатины этих месторождений. В иридной тетраферроплатине месторождения Госшахта по результатам анализа пяти зерен содержится 3,86 мас.% иридия, 2,16 мас.% меди и 4,68 мас.% никеля. Соответственно в малоиридной тетраферроплатине месторождения Дунитовое по результатам анализа более 30 фаз количество иридия – 2,10 мас.%, меди – 4,60 мас.% и никеля – 2,26 мас.%.

Эволюция состава платины при формировании руд месторождений Госшахта и Дунитовое и руд уральского (нижне-тагильского) типа в целом показана на

**Химический состав оливинов (мас.%)
из цемента платиновых руд месторождения Госшахта**

№пп	№ проб	Основные компоненты							f, мол.%
		SiO ₂	FeO ⁺	MgO	CaO	MnO	NiO	сумма	
1	230	41,97	5,96	50,99	0,24	0,12	0,20	99,48	6,16
2	251	42,41	4,44	52,06	0,20	0,08	0,09	99,28	4,51
3	253	42,13	7,50	50,51	0,22	0,17	0,13	100,66	7,67
4	179-1	41,74	6,09	50,33	0,18	0,10	0,21	98,65	6,38
5	179-2	42,42	6,38	50,80	0,30	0,12	0,20	100,22	6,60
6	259-1	42,01	5,81	51,49	0,20	0,12	0,04	99,67	5,97
7	259-2	42,00	5,85	49,76	0,20	0,12	0,03	97,96	6,23
8	265-1	42,41	6,90	50,00	0,25	0,13	0,06	99,75	7,19
9	265-2	41,78	7,00	50,60	0,21	0,14	0,03	99,76	7,17
10	268	42,40	5,02	51,43	0,21	0,08	0,25	99,39	5,20
11	273-1	41,62	5,87	51,99	0,23	0,10	0,24	100,05	5,98
12	273-2	41,01	5,91	52,25	0,23	0,09	0,22	99,71	5,95
13	250-1	42,39	3,73	52,95	0,21	0,06	0,11	99,45	3,74
14	250-2	42,31	3,67	53,23	0,21	0,05	0,08	99,55	3,72

Примечание. Образцы из платиноносных забоев горных выработок 2, 3 и 4 горизонтов Госшахты. Анализы выполнены методами РСМА на приборе IXA-5 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик В.Г. Гмыра). FeO⁺ - суммарное железо в виде FeO.

рис.2. Отчетливо видна дискретность составов изоферроплатины и тетраферроплатины хромитового и дунитового субтипов руд при наличии более общего тренда, связанного с понижением содержаний тугоплавких платиноидов, в первую очередь иридия, и возрастанием содержаний железа и цветных металлов, в первую очередь - меди. Необходимо отметить более широкие вариации содержаний иридия, меди, никеля и железа в минералах платины в месторождения Дунитовое, что свидетельствует о большей неоднородности процессов минералообразования в рудах дунитового субтипа по сравнению с рудами хромитового субтипа.

Первые современные результаты изучения вещественного состава хромит-платиновых руд месторождения Госшахта, в сопоставлении с ранее представленными нами данными по другим месторождениям г.Соловьевой (Волченко, 1999; Волченко, Коротеев и др., 2000), подтверждают предположения А.Г. Бетехтина (1935) о неоднородном, пятнисто-мозаичном характере процессов платинового минералообразования в дунитах горы Соловьевой, когда в непосредственной близости друг от друга формируются рудные тела, резко различающиеся по морфологии, структурно-текстурным особенностям руд, химическому составу главных рудообразующих минералов и степени платиноносности.

**Химический состав (мас.%) минералов платины
хромитового подтипа руд**

№пп	№ обр.	Pt	Pd	Ir	Os	Ru	Rh	Fe	Cu	Ni	сумма
1	249-3	86,64	0,38	2,88	0,00	0,01	0,55	9,86	0,41	0,12	100,85
2	250-4	85,77	0,38	3,26	0,00	0,02	0,55	9,88	0,45	0,19	100,50
3	251-5	82,49	0,39	3,48	0,47	0,05	0,61	10,77	0,62	0,16	99,04
4	255-8	84,98	0,47	2,71	0,00	0,00	0,52	10,66	0,56	0,16	100,06
5	176-1-10	83,70	0,42	2,66	0,00	0,00	0,54	11,04	0,59	0,16	99,11
6	176-2-11	84,85	0,47	2,73	0,00	0,00	0,57	9,71	0,55	0,16	99,04
7	179-14	83,90	0,46	2,67	0,00	0,02	0,55	10,87	0,49	0,12	99,08
8	228-17	83,86	0,43	3,11	0,10	0,05	0,55	10,43	0,40	0,23	99,16
9	259-21	85,92	0,46	2,89	0,00	0,04	0,51	10,53	0,59	0,08	101,02
10	270-27	85,35	0,47	3,47	0,24	0,10	0,55	10,07	0,38	0,23	100,86
11	273-28-1	83,28	0,45	3,72	0,02	0,05	0,61	11,06	0,56	0,20	99,95
12	273-28-2	84,13	0,46	3,92	0,05	0,05	0,61	10,80	0,57	0,20	100,79
13	273-28-3	82,73	0,47	3,54	0,00	0,02	0,60	10,96	0,56	0,18	99,06
14	273-28-4	84,11	0,47	3,75	0,04	0,02	0,58	10,62	0,58	0,19	100,36
15	274-29	84,46	0,50	3,64	0,04	0,07	0,55	10,75	0,31	0,27	100,59
16	252-6	83,59	0,35	2,33	0,00	0,00	0,45	11,47	0,70	0,25	99,14
17	177-12	85,29	0,51	2,00	0,00	0,00	0,32	11,90	0,51	0,42	100,95
18	178-13	82,64	0,40	2,66	0,00	0,00	0,56	12,03	0,82	0,32	99,43
19	231-2	81,97	0,35	2,66	0,00	0,00	0,61	11,66	0,76	1,12	99,13
20	253-7	82,86	0,40	2,45	0,00	0,00	0,51	12,53	0,60	0,13	99,48
21	268-26	78,58	0,46	4,69	0,00	0,00	0,65	11,27	0,97	2,76	99,38
22	265-24	76,31	0,42	2,52	0,00	0,00	0,43	17,56	1,22	0,66	99,12
23	266-25-2	71,27	0,36	5,31	0,00	0,00	0,47	12,37	2,74	5,87	98,39
24	266-25-1	70,70	0,37	4,80	0,00	0,00	0,48	12,53	2,83	7,79	99,50
25	233-18	86,27	0,62	1,40	0,00	0,00	0,32	11,07	0,49	0,27	100,44

Кристаллохимические формулы минералов:

1. $(Pt_{2,72} Ir_{0,092} Rh_{0,033} Pd_{0,019} \dots)_{2,87} (Fe_{1,08} Cu_{0,039} Ni_{0,012})_{1,13}$
2. $(Pt_{2,70} Ir_{0,104} Rh_{0,033} Pd_{0,022} \dots)_{2,86} (Fe_{1,08} Cu_{0,043} Ni_{0,02})_{1,14}$
3. $(Pt_{2,57} Ir_{0,11} Rh_{0,036} Pd_{0,022} \dots)_{2,75} (Fe_{1,17} Cu_{0,059} Ni_{0,017})_{1,25}$
4. $(Pt_{2,63} Ir_{0,085} Rh_{0,03} Pd_{0,027})_{2,78} (Fe_{1,15} Cu_{0,053} Ni_{0,016})_{1,22}$
5. $(Pt_{2,59} Ir_{0,084} Rh_{0,032} Pd_{0,024})_{2,73} (Fe_{1,20} Cu_{0,056} Ni_{0,016})_{1,27}$
6. $(Pt_{2,70} Ir_{0,088} Rh_{0,034} Pd_{0,027})_{2,85} (Fe_{1,08} Cu_{0,054} Ni_{0,017})_{1,15}$
7. $(Pt_{2,61} Ir_{0,085} Rh_{0,032} Pd_{0,026} \dots)_{2,76} (Fe_{1,18} Cu_{0,047} Ni_{0,012})_{1,24}$
8. $(Pt_{2,63} Ir_{0,10} Rh_{0,033} Pd_{0,025} \dots)_{2,79} (Fe_{1,14} Cu_{0,039} Ni_{0,024})_{1,21}$
9. $(Pt_{2,65} Ir_{0,091} Rh_{0,030} Pd_{0,026} \dots)_{2,80} (Fe_{1,14} Cu_{0,056} Ni_{0,01})_{1,20}$

10. (Pt_{2,66} Ir_{0,11} Rh_{0,033} Pd_{0,027} ...) _{2,84} (Fe_{1,10} Cu_{0,036} Ni_{0,024}) _{1,16}
11. (Pt_{2,58} Ir_{0,11} Rh_{0,035} Pd_{0,025} ...) _{2,76} (Fe_{1,17} Cu_{0,052} Ni_{0,020}) _{1,24}
12. (Pt_{2,58} Ir_{0,11} Rh_{0,035} Pd_{0,026} ...) _{2,77} (Fe_{1,16} Cu_{0,054} Ni_{0,020}) _{1,23}
13. (Pt_{2,57} Ir_{0,11} Rh_{0,035} Pd_{0,027} ...) _{2,74} (Fe_{1,19} Cu_{0,053} Ni_{0,019}) _{1,26}
14. (Pt_{2,60} Ir_{0,12} Rh_{0,034} Pd_{0,027} ...) _{2,78} (Fe_{1,15} Cu_{0,055} Ni_{0,019}) _{1,22}
15. (Pt_{2,61} Ir_{0,11} Rh_{0,032} Pd_{0,028} ...) _{2,78} (Fe_{1,16} Cu_{0,030} Ni_{0,028}) _{1,22}
16. (Pt_{2,56} Ir_{0,073} Rh_{0,026} Pd_{0,02}) _{2,68} (Fe_{1,23} Cu_{0,066} Ni_{0,025}) _{1,32}
17. (Pt_{2,56} Ir_{0,061} Rh_{0,018} Pd_{0,028}) _{2,67} (Fe_{1,24} Cu_{0,047} Ni_{0,042}) _{1,33}
18. (Pt_{2,49} Ir_{0,081} Rh_{0,032} Pd_{0,022}) _{2,63} (Fe_{1,27} Cu_{0,076} Ni_{0,032}) _{1,37}
19. (Pt_{2,46} Ir_{0,081} Rh_{0,035} Pd_{0,019}) _{2,60} (Fe_{1,22} Ni_{0,11} Cu_{0,07}) _{1,40}
20. (Pt_{2,49} Ir_{0,075} Rh_{0,029} Pd_{0,022}) _{2,62} (Fe_{1,32} Cu_{0,055} Ni_{0,013}) _{1,38}
21. (Pt_{0,95} Ir_{0,072} Rh_{0,012} Pd_{0,01}) _{1,04} (Fe_{0,58} Ni_{0,26} Cu_{0,113}) _{0,96}
22. (Pt_{1,03} Ir_{0,035} Rh_{0,011} Pd_{0,01}) _{1,09} (Fe_{0,83} Cu_{0,051} Ni_{0,03}) _{0,91}
23. (Pt_{0,95} Ir_{0,072} Rh_{0,012} Pd_{0,01}) _{1,05} (Fe_{0,58} Ni_{0,26} Cu_{0,11}) _{0,95}
24. (Pt_{0,91} Ir_{0,063} Rh_{0,01} Pd_{0,01}) _{1,00} (Fe_{0,56} Ni_{0,33} Cu_{0,11}) _{1,00}
25. (Pt_{0,91} Ir_{0,063} Rh_{0,01} Pd_{0,01}) _{1,00} (Fe_{0,56} Ni_{0,33} Cu_{0,11}) _{1,00}

1-21 – изоферроплатина иридитая; 22-25 – тетраферроплатина иридитая месторождения Госшахта.

Примечание. Образцы из платиноносных забоев 2, 3 и 4 горизонтов Госшахты. Анализы выполнены методами РСМА на приборе ИХА-5 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик В.Г. Гмыря).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бетехтин А.Л. Платина и другие минералы платиновой группы. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 148 с.

Волченко Ю.А. Платиновое оруденение Нижнетагильского массива. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1999. 26 с.

Волченко Ю.Л., Коротеев В.Л., Неустроева И.И., Вилисов В.А. Новые платиноворудные зоны горы Соловьевой (Нижнетагильский массив) - строение, состав, происхождение // Ежегодник-1999 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2000. С. 176-183.

Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. 2-3. Петроград: Изд. КЕПС, 1923. С. 110-344.

Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. 4. Ленинград: Изд. КЕПС, 1925. С. 345-692.

Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Ленинград: Изд. Геохома, 1928. С. 56.

Пушкарев Е.В., Аникшина Е.В. Первые данные о зональности эпигенетических хромит-платиноидных рудных тел в дунитах Нижнетагильского массива // Ежегодник-2000 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2001. С. 176-177.

**МАЛДИНСКИЙ ТИП ЗОЛОТО-ПЛАТИНО-ПАЛЛАДИЕВЫХ РУД
(ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА):
СОСТАВ, УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ,
СПОСОБНОСТЬ К РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЮ***

На Среднем, Северном и Приполярном Урале в пределах Кваркушско-Каменногорского и Малдинского сегментов Центрально-Уральского поднятия известны многочисленные кулисообразно расположенные рои и свиты габбро-долеритовых и метадолеритовых даек, трассирующих протягивающийся на многие сотни километров Дайковый пояс Урала, сформированный в обстановках длительной сквозной эпиплатформенной активизации на пассивной палеоокраине подвижной системы. Эти образования имеют широкий спектр возрастных датировок - от венд-кембрия до девона и раннего карбона включительно. Установлено, что образования Дайкового пояса имеют золото-платино-палладиевую специализацию и вмещают многочисленные платинопроявления саранинского (чурольского) типа. Распределение и формы нахождения ЭПГ в габбро-долеритах, диабазах и метадолеритах пояса рассматривались нами ранее [3,5]. В ореольных частях этих даек и штоков, приразломных метаморфитах и метасоматитах также выявлены платинопроявления, обнаруживающие определенные черты сходства и структурно-металлогенической связи с рудами саранинского типа. Малдинский тип золото-палладиевых (с платиной) руд выделен нами [2] после открытия в 1978 году на западном склоне Среднего Урала в пределах Сарановского рифтогенного комплекса достаточно специфичной золото-платино-палладиевой минерализации и выявления аналогичного парагенезиса минералов ЭПГ и Au в россыпях Косью-Кожимского района Приполярного Урала А.А. Малюгиным и др. [6]. Геологическая позиция рудопроявления Восточное с продуктивной минерализацией малдинского типа определяется приуроченностью к внутренней части ореольной зоны деформаций и метаморфизма мощностью до 150 м в экзоконтакте мощной (50-70 м) и протяженной (500-700 м) дайки габбро-долеритов, вмещающей пятнисто-вкрапленное золото-палладиевое оруденение чурольско-саранинского типа. Рассланцованные хлоритизированные и карбонатизированные антигоритовые серпентиниты по хромитоносным дунит-гарцбургитам с маломощными телами хромит-оливиновых пород содержат повышенные количества палладия, платины и золота (0,1-1,1; 0,15-0,28; 0,15-1,5 г/т соответственно). Методом флотации из этих руд получены концентраты, содержащие 95-195 г/т палладия, 23-33,8 г/т платины, 3,6-9,3 г/т золота, 7-10,0 г/т родия. После трех перечисток получен продукт, содержащий 371,4

*Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Материалы XI Междунар. научн. конф. Сыктывкар, 2005. С.55-56.

г/т палладия, 33,6 г/т платины, 10,7 г/т золота. Именно в этих концентратах установлены разнообразные минералы палладия, платины и золота с характерными примесями ртути, мышьяка, сурьмы и меди (атенеит, палладоарсенит, потарит мышьяковистый и др.). Кроме обычного палладистого золота, встречен порпечит, содержащий до 12,5% палладия, 5,7% ртути, 1,6% меди. Специфику минерализации также определяет впервые выявленный в рудах данного типа сульфид палладия, родия и ртути. Самородные сплавы и интерметаллиды малдинского типа образуют одно-двухфазные кристаллические зерна размером от 5x5 до 30-70 мкм, находящиеся в сростках с сульфидами никеля, железа, меди, а также с хромшпинелидами, хлоритами и серпентином.

На Приполярном Урале рудопроявления малдинского типа (Чудное, Нестеровское и др.) локализованы в осевой части Малдинской антиклинали [8]. На основе коллекции проб отобранных авторами и любезно предоставленных С.К. Кузнецовым, впервые выполнены анализы руд и рудовмещающих пород на всю группу платиновых металлов. Определены суммарные концентрации благородных металлов в рудах (16-25 г/т) и намечен ряд убывания их содержаний в рудах малдинского типа: золото-палладий-платина-родий-рутений-осмий-иридий.

На площади рудопроявления Чудное на дневную поверхность выходят породы основного и кислого состава, которые относятся к магматическим образованиям рифей-вендского возраста (саблегорская свита R_3-V_{sb}). Рудные тела локализованы в породах кислого состава и представлены штокверковыми зонами прожилковой минерализации С-В простирания с углами падения 60-70° на С-З [8]. Породы, вмещающие рудопроявление, обычно описываются как порфиновые риолиты, которые в зонах рассланцевания и брекчирования осветлены и пронизаны сетью фукситовых, кварцевых, кварц-альбитовых, кварц-альбит-карбонатных и серицит-гематитовых прожилков. Кроме золота и редкоземельных минералов в рудах встречаются минералы палладия (арсениды, антимониды, стибноарсениды), а также самородная платина. По составу золото высокопробное и содержит кроме серебра характерные примеси палладия, меди и ртути. Наиболее концентрированная благороднометалльная минерализация связана с фукситовыми прожилками. Последние данные оределения возраста фуксита с участка Славный золтопроявления Чудное составляют $253,94 \pm 0,39$ млн. лет и $264,96 \pm 0,46$ млн лет [7].

Исследователями ранее не отмечались повышенные содержания золота и платиновых металлов в породах основного состава золотопроявления. По нашим данным, в хлоритовых разностях и хлорититах рудопроявления Чудное отмечаются повышенные содержания благородных металлов. Породы основного состава на площади золотопроявления Чудное были изучены нами по керну скважины 106. Скважиной примерно до глубины 45 м вскрыты породы темно-зеленого цвета преимущественно амфибол-хлоритового состава с разнообразными по форме светлыми желтовато-зеленоватыми включениями, а местами – с карбонатными обособлениями и пропластками. По данным рентгенофа-

зового анализа минеральный состав образцов с поверхности (обр.6/95): хлорит - 50%; амфибол (паргасит)-25%; эпидот -10%; альбит -10%; кварц -5%; слюда – менее 1%; карбонат – менее 1% (оператор Т.Я. Гуляева, ИГГ УрО РАН). Он практически не меняется до глубины 45 м, но изменяются количественные соотношения минералов. Рудные представлены магнетитом и гематитом, в меньшем количестве титаномагнетитом и ильменитом. Количество магнетита и гематита на отдельных интервалах составляет 1-2%. Магнетит в некоторых интервалах представлен идиоморфными кристаллами в сростках с хлоритом. С глубиной увеличивается количество карбоната, кварца, слюды и уменьшается количество амфибола и эпидота. С глубины 35 м до 45 м количество карбоната заметно снижается. На глубине 56 м вскрыты породы кислого состава, которые относятся к измененным золотоносным риолитам.

Повышенные содержания Pt, Pd, Au установлены в интервале глубин 32-35 м: Pt – 0,05 г/т; Pd – 0,05 г/т; Au – 0,30 г/т (анализы выполнены в ИГГ УрО РАН). В этом интервале развиты существенно хлоритовые породы с пропластками и обособлениями карбоната. Повышенное содержание благородных металлов приурочено к хлоритовым участкам. Хлорит по данным микрозондового анализа относится к клинохлору и шамозиту (аналитик В.А. Муфтахов, JCXA-733, энергодисперсионный спектрометр «Link», ИМин УрО РАН, г.Миасс).

На рудопроявлении Нестеровское развиты терригенные отложения алькесвожской толщи верхнего кембрия- нижнего ордовика. Мощность терригенных отложений в пределах рудопроявления до 120 м. Породы сильно дислоцированы, рассланцованы, прослеживаются линейные разломы северо-восточного простирания. К зонам тектонических нарушений приурочены участки фукситизации, окварцевания и осветления. В этих зонах отмечаются максимальные содержания золота и платиновых металлов. Золото очень высокопробное с характерными примесями меди, палладия, ртути, сурьмы [4]. В тесной ассоциации с золотом обнаружены различные минералы платиновых металлов: атенеит и др. Гранулометрический анализ руд малдинского типа выявляет широкое варьирование размеров выделений золота и минералов платиновых металлов от мелких и тонких классов, до средних и крупных классов.

В целом, рудопроявления малдинского типа на Среднем Урале не дают заметных шлиховых ореолов. В Малдинском антиклинории выявлены небольшие по размерам комплексные золото-палладиевые россыпи и заметные шлиховые ореолы, однако наибольший интерес представляют коренные проявления золото-палладиевых руд малдинского типа. Таким образом, состав исходного субстрата приразломных рудоносных метасоматитов не является определяющим при характеристике данного типа благороднометальной минерализации. При анализе процессов рудотложения установленная нами генетическая связь золото-палладиевой минерализации малдинского типа с рудоносными габбро-долеритами палеозойского возраста свидетельствует о приоритете структурно-маг-

матического контроля метаморфогенно-гидротермального оруденения этого типа и нацеливает на поиски новых коренных объектов в пределах средней и северной части Дайкового пояса Урала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Новые и перспективные типы платинометального оруденения Урала // Геология и металлогения Урала. Кн.1. Екатеринбург, 1998. С.238-255.

2. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Платина Урала. Платинометальное оруденение и перспектива его освоения // Изв. ВУЗов. Горный журнал. № 6/94. Екатеринбург, 1994. С.24-30.

3. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И., Вилисов В.А. Платинометальное оруденение в габбро-диабазе западного склона Урала – новый тип минерализации // Ежегодник-1998. ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 1999. С.55-68.

4. Ефанова Л.И., Повонская Н.В., Швецова И.В. Золотоносность и типоморфные особенности минералов алькесвожской толщи на участке Нестеровском // Геология европейского севера России. Сб.4. Труды Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып.103. Сыктывкар, 1999. С.102-125.

5. Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург, 2001. 200 с.

6. Малогин А.А., Вилисов В.А. Арсеноантимониды палладия в россыпях зоны рифтогенеза Урала // Ежегодник-1981, Свердловск, ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. С.87-88.

7. Моралев Г.В., Борисов А.В., Суренков С.В., Тарбаев М.Б., Пономарчук В.А. Первые $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -датировки слюд Au-Pd-P3Э-проявления Чудное (Приполярный Урал) // ДАН, 2005. Т. 400, №2. С.243-246.

8. Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В. и др. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений, 1996. Т.38. № 1. С.15-30.

НОВЫЕ ПЛАТИНО-ПАЛЛАДИЕВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ДАЙКОВОГО ПОЯСА НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ СРЕДНЕГО УРАЛА*

На Среднем, Северном и Приполярном Урале, в пределах Кваркушско-Каменногорского и Малдинского сегментов Центрально-Уральского поднятия известны многочисленные кулисообразно расположенные рои и свиты сравнительно мощных (от 50-75 до 200-400 м и более) и весьма протяженных (от 1-3 до 9-15 км) габбро-долеритовых и метадолеритовых даек, трассирующих протягивающийся на многие сотни километров региональный Дайковый пояс Урала, представленный структурно-вещественными комплексами обстановок длительной сквозной эпиплатформенной активизации на пассивной палеоокраине подвижной системы [Волченко и др., 1998]. Эти образования имеют широкий спектр возрастных датировок - от венд-кембрия до девона и раннего карбона включительно. Так, для массива г. Дублинский Камень определен радиологический возраст серых габбро-долеритов офитовой структуры по двум зернам светлорозовых цирконов магматического облика (метод Кобера $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ "stepwise evaporation"), оцениваемый в $671 \pm 7,5$ млн. лет, что соответствует позднему рифею (Петров Г.А. и др., 1999). Установлено, что образования Дайкового пояса и разнообразные околодайковые метасоматиты имеют золото-платино-палладиевую специализацию, и вмещают многочисленные платинометалльные проявления чурольского, саранинского, малдинского типов (таблица 1). Распределение и формы нахождения ЭПГ в габбро-долеритах, метадолеритах и метадиабазе пояса рассматривались нами ранее [Волченко и др., 1999-2005]. Выполненные в последние годы детальные исследования на одном из самых крупных габбро-долеритовых тел западного склона Среднего Урала, привели к открытию здесь нового платино-палладиевого проявления в массиве горы Дублинский Камень (рис. 1). Этот штокообразный массив габбро-долеритов по геологическим и геофизическим данным имеет размеры около $3 \times 0,6$ км, и залегает в терригенно-сланцевых толщах вильвенской свиты венда. По результатам детального структурного и минералого-геохимического картирования массива в масштабе 1:5000, сопровождавшегося отбором и анализом более 100 проб, описанием более 100 прозрачных шлифов и более 100 полированных шлифов, установлено, что он представляет собой отчетливо дифференцированную двухфазную интрузию с закономерным изменением по разрезу (с СВ на ЮЗ) химического состава и физических (магнитных, плотностных) свойств габбро-долеритов, фиксирующих толеитовый тренд его дифференциации (рис.2). Установлено, что в этом направлении происходит отчетливое снижение магнезиальности (MgO от 10-8 до 2,5-4 мас.%) и известковистости (CaO от 10-12 до 6-8 мас.%)

*Ежегодник-2005. ИГТ УрО РАН. Екатеринбург, 2006. С. 340-347.

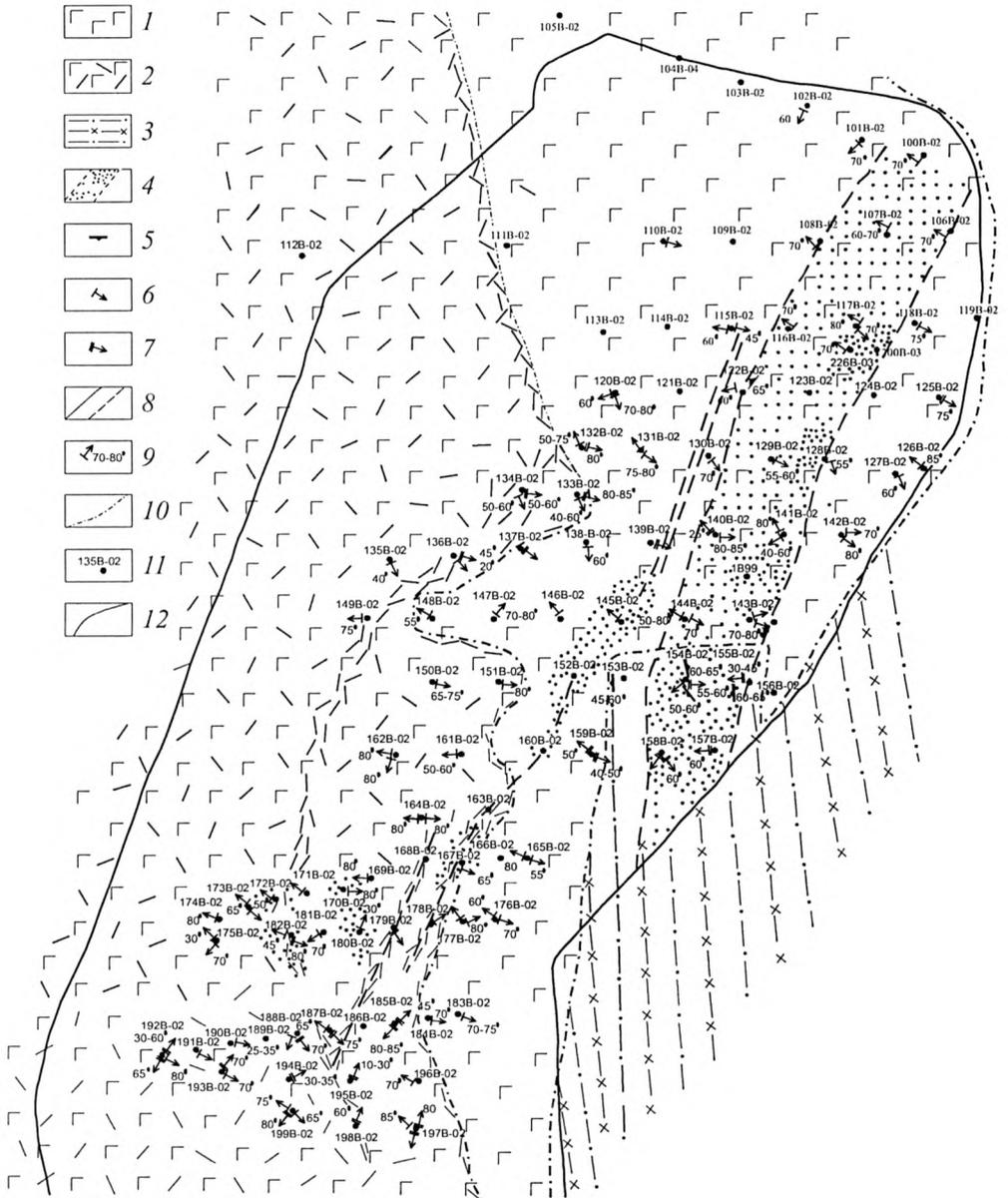
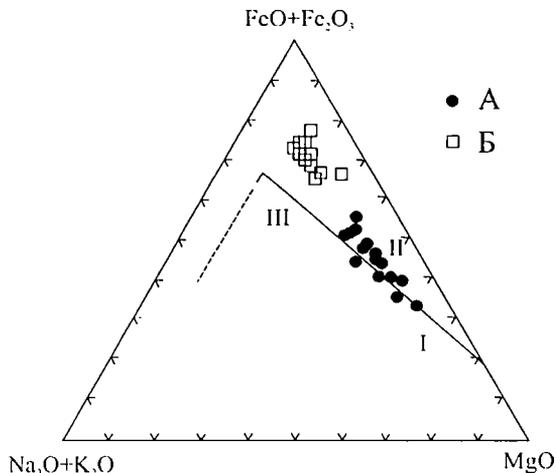


Рис. 2. Тип дифференциации габбро-долеритов массива г. Дублинский Камень.

А – серые габбро-долериты слабо зеленокаменно измененные, кварцосодержащие с титаномагнетитом; Б – зеленые габбро-долериты сильно зеленокаменно измененные, с ильменит-титаномагнетитовой минерализацией. На обобщенной диаграмме дифференциации траппового расплава поле I – магнезиальные породы (пикритовые и троктолитовые габбро-долериты); поле II – нормальные габбро-долериты; треугольником обозначена точка, соответствующая среднему составу габбро-долеритов Сибирской платформы; поле III – железистые породы (габбро-пегматиты, феррогаббро-долериты) – по Нестеренко, Альмухамедову, 1973.



габбро-долеритов и соответствующее закономерное повышение их железистости, титанистости и фосфористости. Структурный план массива (рис. 1) определяется наличием многочисленных тектонических нарушений северо-восточного простирания (азимут простирания $20-30^{\circ}$), со средними и крутыми ($45-80^{\circ}$) углами падения на запад и восток. Сопряженные с ними поперечные структурные элементы с многочисленными зеркалами и бороздами скольжения имеют более поло-

Рис. 1. Схематическая геолого-структурная карта габбро-долеритового массива г. Дублинский Камень. Составил Волченко Ю.А., 2005 г.

1 – габбро-долериты серые средне-мелкозернистые, слабо зеленокаменно измененные, кварцосодержащие, с титаномагнетитовой минерализацией в количестве от 0,5 до 5,0 об.%; 2 – габбро-долериты зеленые и серовато-зеленые, тонко-мелкозернистые, сильно зеленокаменно измененные, апатитсодержащие, с ильменит-титаномагнетитовой минерализацией в количестве от 2 до 12-15 об.%; 3 – алевропелиты и алевропесчаники сильно мятые и рассланцованные с прожилками стильпноmelана, кварца и альбита; 4 – зоны (участки) минерализованных (платино-палладиеносных) габбро-долеритов с редковкрапленной и пятнисто-прожилкововкрапленной медносульфидной и медносульфидно-полиметаллической минерализацией; 5 – ориентировка полосчатости в габбро-долеритах; 6 – ориентировка трещин деформаций и зеркал скольжения в габбро-долеритах; 7 – ориентировка трещин деформаций минерализованных, с прожилками эпидот-актинолитового, альбит-кварцевого, карбонатно-хлоритового состава; 8 – зоны тектонических нарушений; 9 – элементы залегания геологических контактов пород и минерализованных зон; 10 – геологические контакты пород установленные и предполагаемые; 11 – места отбора и номера проб; 12 – проектные контуры карьера.

**Распределение платиновых металлов и золота
в платино-палладиевых проявлениях Дайкового пояса Урала**

№ пп	Наименование золото-платино-палладиевых проявлений, типы руд	Исходные руды, г/т				Концентраты, г/т			
		Pt от- до	Pd от- до	Au от- до	Сумма всех ЭПГ и Au	Pt	Pd	Au	Сумма всех ЭПГ и Au
1	Чурольское (Сев. Урал). Саранинский тип. Бедновкрапленные и средневкрапленные медносульфидные руды в зонах расланцевания и метаморфизма габбро-долеритов	0,05-0,43	0,02-0,12	0,05-0,25	0,51	0,13	0,55	3,00	4,95
		Отношение Pt/Pd 2,5-3,6. Ряд убывания ЭПГ: Pt, Pd, Ru, Os, Rh, Ir							
2	Саранинское (Средний Урал). Саранинский тип. Бедновкрапленные и пятнисто-вкрапленные медносульфидные руды в деформированных габбро-долеритах	0,10-0,40	0,10-0,50	0,05-0,10	1,0	6,80	30,0	8,70	45,50
		Отношение Pt/Pd 1,0-2,0. Ряд убывания ЭПГ: Pd, Pt, Rh, Os, Ru, Ir							
3	Восточное (Средний Урал). Малдинский тип. Бедновкрапленные медносульфидные руды в карбонатизированных и антигорнитизированных хромитоносных ультрамафитах в ореоле мощной дайки габбро-долеритов	0,15-0,28	0,58-1,11	0,05-0,20	1,48	2,86	95,0	6,60	103,20
		Отношение Pt/Pd 0,30. Ряд убывания ЭПГ: Pd, Pt, Rh, Ir, Os, Ru							
4	Дублинский Камень. (Средний Урал). Саранинский тип. Бедновкрапленные и прожилково-вкрапленные медносульфидные руды в деформированных и метаморфизованных габбро-долеритах	0,01-2,00	0,10-2,20	0,01-1,00	2,0				
		Отношение Pt/Pd 0,1-1,0. Ряд убывания ЭПГ: Pd, Pt, Rh, Ir, Os, Ru							

Примечание: анализы выполнены химико-спектральным и спектро-фотометрическим методами в лаборатории ФХМА ИГГ УрО РАН (аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова).

гие углы падения (20-45°) на север и юг. В большинстве случаев трещины деформаций и зеркала скольжения содержат разнообразную минерализацию, и вмещают жилы и прожилки, сложенные эпидотом, актинолитом, альбитом, стильпомеланом, кварцем, карбонатом, хлоритами и различными сульфидными минералами. Мощность прожилков изменяется от 1-5 мм до 5-10 см и более. Установлено, что наиболее крупные дизъюнктивные нарушения по характеру перемещения представляют собой сбросы, сбросо-сдвиги, сдвиги, реже взбросы с небольшими амплитудами перемещения. Восточная (северо-восточная) часть массива сложена серыми и светло-серыми габбро-долеритами офитовой структуры мелко и среднезернистыми, массивными, слабо зеленокаменноизмененными, кварцсодержащими с небольшим количеством рудного (от 0,5 до 5 об. %),

Таблица 2

Распределение ЭПГ и Au в минерализованных зонах и различных типах габбродолеритов массива г. Дублинский Камень (Ломовская Дайка)

№ пп	Типы руд и горных пород	Кол-во анал.	Содержание, г/т			Сумма всех ЭПГ и Au
			Pd от-до x _{ср}	Pt от-до x _{ср}	Au от-до x _{ср}	
1	Основная минерализованная зона массива: серые средне-мелкозернистые габбро-долериты с титаномагнетитовой минерализацией, слабо зеленокаменно измененные, кварцсодержащие с редковкрапленной и пятнисто-вкрапленной медносульфидной минерализацией	21	0,10-2,20 0,37	0,01-2,00 0,23	0,01-1,00 0,12	0,85
2	Маломощные минерализованные зоны в зеленых габбродолеритах с медносульфидной и полиметаллической минерализацией, опережающие основную минерализованную зону	8	0,02-0,10 0,042	0,02-2,00 0,68	0,01-0,90 0,30	1,66
3	Габбродолериты серые средне-мелкозернистые слабо зеленокаменно измененные кварцсодержащие с титаномагнетитовой минерализацией в количестве от 0,5 до 5% объемных.	11	0,04-0,06 0,058	0,005-0,05 0,023	0,005- 0,013 0,010	0,08
4	Габбро-долериты зеленые и серовато-темнозеленые, тонко и мелкозернистые, сильно зеленокаменноизмененные, апатитсодержащие, с ильменит-титаномагнетитовой минерализацией в количестве от 2 до 15%.	16	0,01-0,06 0,017	0,005-0,04 0,010	0,005-0,04 0,010	0,035

Примечание: анализы выполнены химико-спектральным и спектро-фотометрическим методами в лаборатории ФХМА ИГГ УрО РАН (аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова).

представленного титаномагнетитом. Вторичные изменения габбро-долеритов проявлены в виде альбитизации и хлоритизации плагиоклаза, развитии актинолита и роговой обманки по пироксену, и замещения рудного сфеном и лейкоксеном. Западная и юго-западная части массива сложены зелеными и серовато-зелеными габбро-долеритами тонко и мелкозернистыми, с реликтовой структурой офитового типа, сильно зеленокаменноизмененными, апатитсодержащими, с ильменитовой (ильменит-титаномагнетитовой) минерализацией в количестве от 2 до 15 об.%. Вторичные изменения в этих габбро-долеритах проявлены в виде широко развитых позднего альбита, хлорита, эпидота, актинолита, карбоната, стильпномелана. Ильменит и титаномагнетит замещены сфеном и лейкоксеном в виде широких кайм. В восточной части массива г. Дублинский Камень в 1999 году нами выявлена зона минерализованных габбро-долеритов мощностью до 70-100 метров, прослеженная на расстоянии около 600 метров на

Состав собственных минералов благородных металлов и минералов с примесными их количествами в минерализованных зонах массива г. Дублинский камень (Ломовская Дайка), мас. %

№ пп	Pd	Pt	Au	Ag	Sb	Bi	Hg	Cu	Fe	Ni	Co	Te	As	S	Σ
1	36,10	1,60	-	-	12,99	6,11	1,04	сл	1,78	0,24	-	40,81	0,23	-	100,90
2	21,95	1,78	-	-	1,06	4,32	1,18	сл	14,08	0,67	-	53,07	0,37	-	98,48
3	0,26	-	0,42	60,36	-	-	-	1,21	-	сл	-	35,31	-	-	97,56
4	0,27	-	0,24	59,61	-	-	-	1,49	-	сл	-	35,52	-	-	97,13
5	0,16	-	0,37	0,08	-	-	-	0,28	2,76	11,20	24,13	-	40,05	21,52	100,55
6	0,11	-	0,45	0,08	-	-	-	0,28	2,36	7,67	26,38	-	41,38	20,73	99,44
7	0,26	-	0,52	0,11	-	-	-	0,28	2,83	5,28	27,13	-	39,91	21,53	97,85
8	0,23	-	0,42	0,10	-	-	-	0,15	1,99	7,27	26,73	-	40,13	20,96	97,98
9	0,32	-	0,46	0,08	-	-	-	0,12	4,63	12,50	20,01	-	40,93	19,66	98,71
10	0,37	-	0,61	0,10	-	-	-	0,23	4,02	12,05	22,72	-	39,89	19,36	99,35
11	0,29	-	1,09	0,10	-	-	-	0,24	4,62	10,89	20,12	-	40,91	20,58	98,84

Кристаллохимические формулы минералов

1. Котульский сурьмянистый
(Pd_{0,80}Pt_{0,02}Fe_{0,08}Ni_{0,01}Hg_{0,01})_{0,92}(Te_{0,76}Sb_{0,25}Bi_{0,07})_{1,08}
2. Котульский железистый
(Pd_{0,44}Pt_{0,02}Fe_{0,54}Ni_{0,02}Hg_{0,01})_{1,03}(Te_{0,89}Bi_{0,04}Sb_{0,02}As_{0,01})_{0,97}
3. Гессит
(Ag_{1,95}Cu_{0,07}Pd_{0,01}...)_{2,03}Te_{0,97}
4. Гессит
(Ag_{1,93}Cu_{0,08}Pd_{0,01}...)_{2,02}Te_{0,98}
5. Кобальтин никелистый
(Co_{0,66}Ni_{0,31}Fe_{0,08}Cu_{0,01}...)_{1,06}As_{0,86}S_{1,08}
6. Кобальтин никелистый
(Co_{0,73}Ni_{0,21}Fe_{0,07}Cu_{0,01}...)_{1,02}As_{0,91}S_{1,06}
7. Кобальтин никелистый
(Co_{0,76}Ni_{0,15}Fe_{0,08}Cu_{0,01}...)_{1,00}As_{0,88}S_{1,11}
8. Кобальтин никелистый
(Co_{0,75}Ni_{0,21}Fe_{0,06}...)_{1,02}As_{0,89}S_{1,08}
9. Кобальтин никелистый
(Co_{0,57}Ni_{0,35}Fe_{0,14}...)_{1,06}As_{0,91}S_{1,02}
10. Кобальтин никелистый
(Co_{0,64}Ni_{0,34}Fe_{0,12}...)_{1,10}As_{0,88}S_{1,00}
11. Кобальтин никелистый
(Co_{0,57}Ni_{0,31}Fe_{0,14}Au_{0,01}...)_{1,03}As_{0,91}S_{1,06}

Примечание: анализы выполнены методом РСМА на приборе ЖХА-5 в лаборатории ФХМА ИГГ УрО РАН (аналитик Воронина Л.К.).

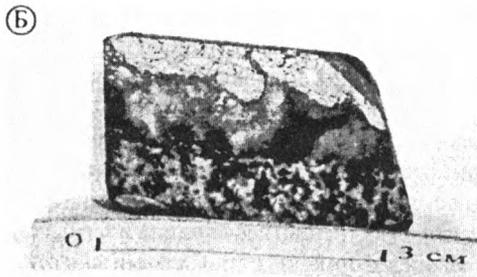
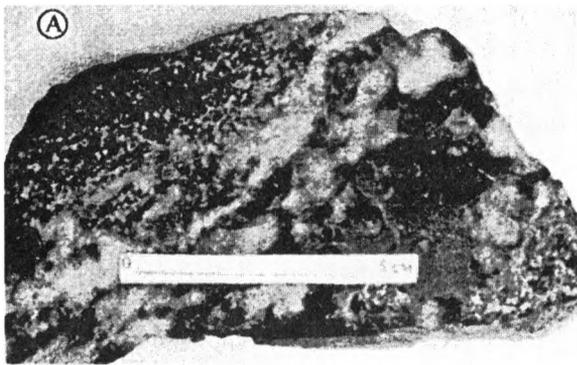


Рис. 3. А - одна из зон кварц (белое)-альбит (серое)-хлоритовых (темно-серое) брекчий в серых габбро-долеритах вблизи контакта с терригенно-сланцевой толщей (рядом с пробой 143В-02).

Б - Субпараллельная минерализация в зоне кварц-альбит-хлоритовых брекчий в серых габбро-долеритах.

сульфидов здесь в 5-20 об.%. Содержание серы общей в рудах изменяется при этом от 0,04 до 0,3 мас.%, достигая в отдельных случаях 1 мас.% и более. Простираение минерализованной зоны СВ 25-30°. Контакты зоны падают на З под углами 60-80°, реже на В под углами 55-75°. На западе (юго-западе) эта Главная минерализованная зона оперяется серией из двух-трех маломощных (от 1-2 до 6 м) минерализованных зон СВ простираения, круто падающих на З и В. Зоны содержат медносульфидную и медно-полиметаллическую минерализацию, и сопровождаются системой прожилков кварц-альбит-хлорит-эпидот-стильпномеланового состава (рис. 5). Ассоциация сульфидных минералов в Главной минерализованной зоне и оперяющих ее зонках представлена халькопиритом, пирротинном, пентландитом, пиритом, галенитом, блеклыми рудами. Содержание платиновых металлов и золота в новых проявлениях массива г. Дублинский Камень приведено в таблице (табл. 2). Основная особенность распределения платиновых металлов и золота в минерализованных зонах заключа-

двух горизонтах карьера (рис. 1). Эта зона залегает в серых габбро-долеритах нижней части разреза, сечет их, и, далее к югу, прослежено ее продолжение с резким уменьшением общей мощности в виде сближенных маломощных секущих зон минерализованных брекчий в терригенно-сланцевых породах вильвенской свиты венда (рис. 3). Редковкрапленная и пятнисто-вкрапленная медно-сульфидная минерализация в габбро-долеритах в зоне окисления делает их отчетливо пятнистыми. Минерализованные габбро-долериты формируют прерывистые линейные тела площадью от 50-150 м² до 600-1000 м². В их пределах вкрапленность сульфидов распределена очень неравномерно (рис. 4). Размеры сгустков-пятен изменяются от 0,5х1 см до 5х5 см, количество их на 1 кв. м достигает 10-20, что соответствует суммарному количеству

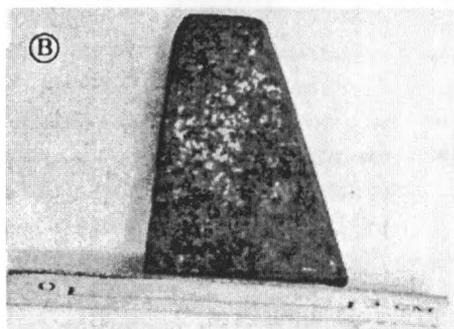
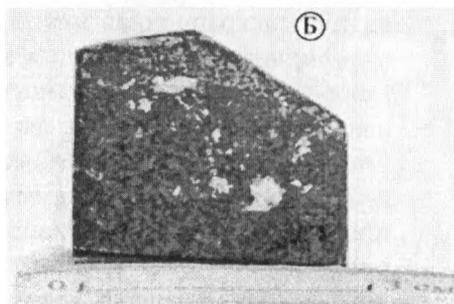
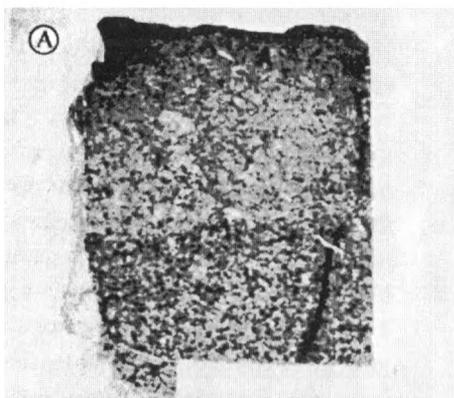


Рис. 4 (А-В). Минерализованные габбро-долериты серые с редковкрапленной и прожилково-вкрапленной медно-сульфидной минерализацией (обр. 226В99, 1В99).

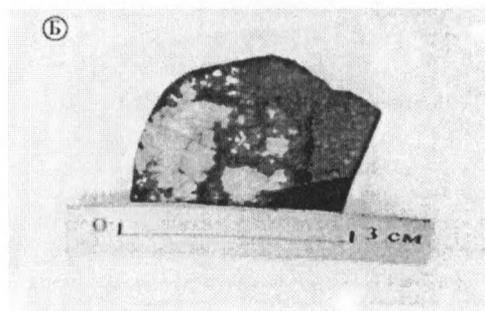
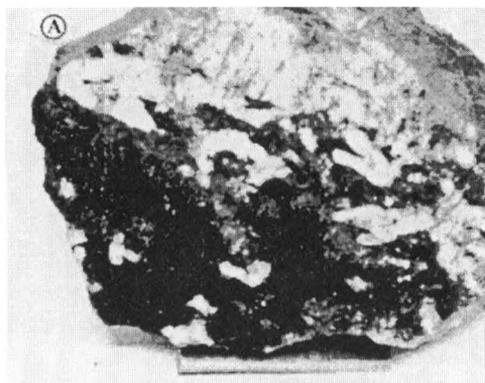


Рис. 5. А - минерализованные габбро-долериты зеленые с многочисленными полыми трещинами и щетками кварц-карбонат-альбитового состава (белое и серое) и стильпно-меланового (черное) состава (около обр. 181В-02).

Б - минерализованные габбро-долериты зеленые с медно-полиметаллической сульфидной минерализацией (около обр. 170В-02)

ется в их тесной связи с местами концентрации сульфидов меди, железа и никеля. Максимальное суммарное содержание благородных металлов в новых платино-палладиевых проявлениях составляет 2-3 г/т. Постоянно присутствует серебро в количестве от 1 до 3 г/т. Необходимо отметить, что в минерализованных зонах, секущих терригенно-сланцевые толщи, кроме вышеперечисленных благородных металлов, появляются повышенные количества родия и иридия. Ряд убывания ЭПГ в новых платино-палладиевых проявлениях типичен для Дайковского пояса в целом: палладий, платина, родий, иридий, осмий, рутений. Величина отношения палладия к платине заметно варьирует- от 1,6 в Главной минерализованной зоне до 0,1 в оперяющих ее зонках, что связано с очень неравномерным распределением платины в рудах. В рудовмещающих габбро-долеритах отношения палладия к платине более выдержанное: в серых габбро-долеритах 2,5 в зеленых 1,7. Собственная благороднометалльная минерализация установлена непосредственно в минерализованных габбро-долеритах и представлена теллуридами палладия и серебра, а также никелистыми кобальтинами, содержащими повышенные примесные количества (до 1-1,5 мас.%) палладия, золота и серебра (таблица 3). Котульскиты сурьмянистые и железистые встречаются в виде мелких (10-20 мкм) зерен в халькопирите и пирротине. Гесситы медистые, содержащие повышенные примесные количества палладия и золота, встречаются в виде мелких зерен (10-30 мкм) в халькопирите. Кобальтины никелистые присутствуют рядом с выделениями халькопирита, пирротина и пентландита. Для сульфидов, парагенных с минералами благородных металлов, очень характерны ощутимые примесные количества никеля и кобальта. В галените, установленном в одной из оперяющих зон (рис. 5), и содержащем в сумме около 1 мас.% никеля и кобальта, присутствуют повышенные примесные количества палладия, золота и серебра в сумме от 0,8 до 1 мас.%. В целом, геологические и минералого-геохимические особенности новых платино-палладиевых проявлений саранинского типа в Дайковом поясе сближают их с ранее выявленными в его пределах объектами, и повышают перспективы этого платиноворудного пояса Урала в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Новые и перспективные типы платинометалльного оруденения Урала//Геология и металлогения Урала. Сб. научн, трудов. Кн. 1. Екатеринбург 1998. С. 238-255.
2. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И., Вилисов В.А. Платиноидное оруденение в габбродибазах западного склона Урала- новый тип минерализации//Ежегодник 1998. Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург 1999. С. 101-105.
3. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Платина. Гл. 4-9 в кн. "Месторождения полезных ископаемых Урала". Екатеринбург, 2000. С. 103-114.

4. Волченко Ю.А., Сорока Е.И., Коротеев В.А., Неустроева И.И. Малдинский тип золото-платино-палладиевых руд (зап. склон Урала): состав, условия нахождения, способность к россыпеобразованию "Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере". Материалы XI международной научной конференции. Сыктывкар 2005. С.55-56

5. Петров Г.А. и др. Государственная геологическая карта Урала, лист О-40-ХVIII. Объяснительная записка. Фонды УГСЭ, 1999.

Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.И. Неустроева,
Л.К. Воронина, С.И. Нестерова

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В ЦИКЛЕ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ СТРУКТУРНЫХ СИСТЕМ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА): ОСМИЕНОСНЫЕ, ПЛАТИНОНОСНЫЕ, ПАЛЛАДИЕНОСНЫЕ ПОЯСА*

В настоящее время Урал утвердился в качестве эталонного полигона при характеристике месторождений платиновых металлов в основных типах мафит-ультрамафитовых комплексов (стратиформных, альпинотипных, зональных) и решении общих фундаментальных проблем платиноносности внутриплитных и межплитных подвижных систем. Собранные в последние десятилетия и исследованные различными методами обширные коллекции по мафит-ультрамафитовым комплексам Среднего, Северного, Южного и, отчасти, Приполярного и Полярного Урала (Центрально - Уральский, Главный офиолитовый, собственно Платиноносный, Палладиеносный, Дайковый пояса), позволили рассмотреть проблему их платиноносности в геохимическом и рудно-формационном аспектах (рис. 1, табл. 1). Рассмотренные материалы базируются на результатах оригинальных анализов более 700 проб ультрамафитов и руд на все платиновые металлы спектрально-химическим и спектро-фотометрическим методами, выполненных в платиновой группе Института геологии и геохимии УрО РАН (Неустроева И.И., Любимцева Ю.П., Березикова О.А.), а так же более 400 анализов сосуществующих минералов пород, руд и концентратов методами РСМА (Воронина Л.К., Гмыра В.Г.).

Центрально-Уральский (Сарановский) пояс стратиформных хромитоносных комплексов расположен на западном склоне Урала в пределах осевой части Центрально-Уральского поднятия в полосе развития докембрийских рифтогенных образований. По находкам обломков хромитовых руд сарановского типа в конгломератах серебрянской серии венда предполагается позднерифейско-вендский возраст формирования хромитоносных ультрамафитов пояса, что соответствует времени проявления здесь основного этапа эпиконтинентального рифтогенеза в виде системы рифтогенных палеограбен и региональных рифтогенных разломов. Собственно Сарановский комплекс, являющийся наиболее крупным и изученным объектом одноименного пояса, приурочен к зоне рифтогенного регионального разлома отделяющего вулканогенно-терригенные отложения федотовской свиты верхнего рифея от карбонатно-терригенных отложений вильвенской свиты венда. Детальные геолого-структурные исследования показали, что Сарановский комплекс сложен системой тектонических блоков

* Геология Урала и сопредельных территорий. Сборник научных трудов. ИГГ УрО РАН, 2007. С. 310-330.

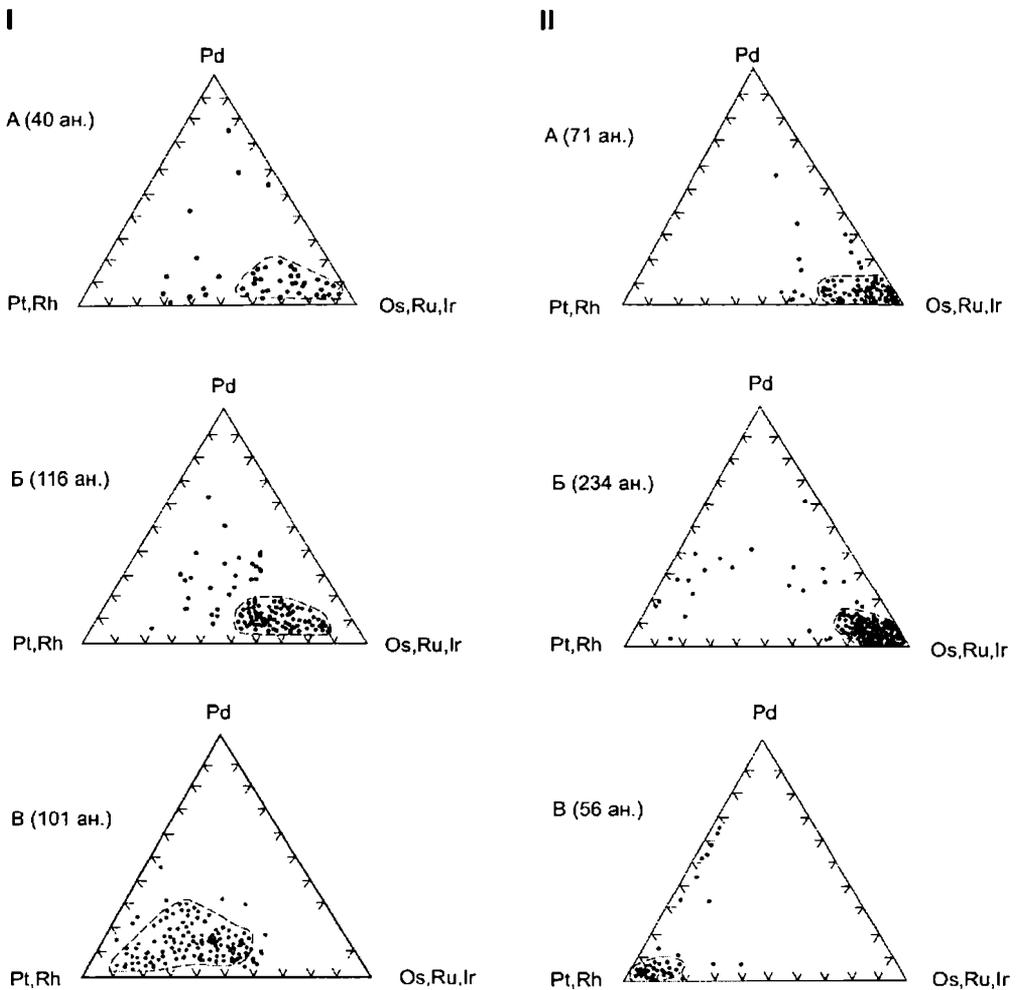


Рис. 1. Диаграммы отношений содержаний ЭПГ в дунитах (I) и хромитовых рудах (II) стратиформных (А), альпинотипных (Б) и зональных (В) комплексов Урала.

линзо-клино и пластинообразной формы [Волченко, Брянский, Вилесов, 1979]. Контакты отдельных блоков и пластин с вмещающими сланцевыми толщами имеют характер зон дробления, брекчирования и рассланцевания мощность от 5-10 до 50 м и более. Степень тектонической нарушенности комплекса возрастает с севера на юг, где он трансформируется в сокращенное по мощности линзообразное тело, имеющее этажное строение с наличием многочисленных слепых рудных тел - месторождения Южно-Сарановское, Зиминское, Промежуточное и др. Выявлено тектоническое выклинивание массива на флангах и с глубиной. Отчетливо выражено его разлинзование с разворотом блоков на флан-

**Парагенетические ассоциации элементов и минералов (ПАЭМ) платиновых металлов
в главных типах мафит-ультрамафитовых комплексов Урала**

1 Рудоносные геологические комплексы, геодинамические обстановки формирования и становления	2 Платиноворудные (платиносодержащие) формации	3 Геохимические и минеральные типы (подтипы) платинометалльного оруденения	4 Рудноформационные типы и подтипы платинометалльного оруденения	5 Способность к россыпеобразованию
Стратиформные хромитовые комплексы железистых перидотитов в зонах эпиконтинентального рифтогенеза на пассивной paleoокраине	Платиноидно-ферриаломо-хромитовая	Os, Ru, Ir Сульфиды, сульфосарсениды, интерметаллиды тугоплавких платиноидов в парагенезисе с сульфидными и сульфосарсенидными цветных металлов	Сарановский тип МПМ в ассоциации с высокожелезистыми глиноземами хромшпиннелидами и сульфидными (сульфосарсенидными) Ni, Fe, Co, Cu	Нероссыпеобразующий Мелкие шлиховые ореолы
Альпийнотипные хромитовые дунит-гарцбургитовые комплексы в зонах океанического рифтогенеза и их островолужной трансформации	Платиноидно-хромитовая с высокожелезистым и магnezияльными и глиноземами хромшпиннелидами в перидотитах	Os, Ru, Ir, Pt Твердые растворы, интерметаллиды тугоплавких платиноидов	Кракинский тип МПМ в ассоциации с высокоглиноземами и высокожелезистыми, маложелезистыми хромшпиннелидами	Россыпеобразующий
	Os, Ir, Ru Сульфиды, сульфосарсениды, интерметаллиды тугоплавких платиноидов в парагенезисе с сульфидными цветных металлов		Кемпирсайский тип МПМ в ассоциации с высокожелезистыми малоглиноземами и высокожелезистыми хромшпиннелидами	Нероссыпеобразующий Мелкие шлиховые ореолы
	Os, Ru, Ir Сульфиды, интерметаллиды, твердые растворы тугоплавких платиноидов в парагенезисе с сульфидными никеля и железа		Нуралинско-Верх-Нейвинский тип МПМ в ассоциации со среднежелезистыми, малоглиноземами, малотитанистыми хромшпиннелидами	Россыпеобразующий
	Pd, Pt (Au, Ag) Интерметаллиды, сульфосарсениды, арсениды и антимониды в парагенезисе с сульфидными никеля, железа, меди		Шандашинский тип МПМ в ассоциации со среднежелезистыми, высокоглиноземами и высокожелезистыми оксидными хромшпиннелидами	Нероссыпеобразующий Мелкие шлиховые ореолы

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5
<p>Зональные дунит-верлит-клинопироксенит-тылягтовые комплексы надсубдукционных обстановок (режим ранних и зрелых островных дуг)</p>	<p>Платиноидно-магнетитовая в дунитах</p>	<p>Уральский (Соловьевгорский) тип Pt, Ir, Os, Pd, Ru, Rh самородные сплавы на основе Pt, Fe, Cu, Ni</p>	<p>Хромитовый подтип иридиево-платиновых руд. МПМ в ассоциации с высокомагнетальными и высокохромистыми хромшпиннелидами</p>	<p>Россыпеобразующий с крупным металлом</p>
		<p>Хромитовый подтип руд Pt, Ir Высокоиридиевая изоферроплатина и тетраферроплатина, лаурит, иридосмин, осмирид</p>	<p>Хромитовый подтип иридиево-платиновых руд. МПМ в ассоциации с высокомагнетальными и высокохромистыми хромшпиннелидами</p>	<p>Россыпеобразующий с крупным металлом</p>
		<p>Дунитовый подтип руд Pt, Ir Малоиридиевая тетраферроплатина и изоферроплатина Осмый самородный, лаурит, иридосмин</p>	<p>Дунитовый подтип МПМ в ассоциации с умеренно магнетальными и среднехромистыми хромшпиннелидами</p>	<p>Россыпеобразующий с мелким металлом</p>
		<p>Пегматитовый подтип руд Pt, Pd, Ir, Os, Ru, Rh Палладистая и медистая тетраферроплатина малоиридиевая, палладистый туламинг, амальгамы платинисто-палладистой меди, иногда с высоким содержанием иридия</p>	<p>Пегматитовый подтип МПМ в ассоциации с хромтитаномангнетитом и сульфидами Fe, Cu, Ni</p>	<p>Нероссыпеобразующий Мелкие шлиховые ороелы</p>

гах в противоположных направлениях. Типичная для Сарановского комплекса блочность и мозаичность мафит-ультрамафитовых тел объясняется большим числом крутопадающих и пологих разрывных нарушений. Выявлены и крупные надвиговые нарушения с амплитудой перемещения, соизмеримой с суммарной мощностью Сарановского комплекса, т.е. оцениваемой во многие сотни метров. Все это, в сочетании с наличием откартированных мощных зон тектонитов в контактах мафит-ультрамафитового хромитонос-

ного тела, свидетельствует о формировании его структурных элементов не на месте современного залегания массива, а значительно глубже, и до приобретения им завершенной будино-линзообразной формы. Представляется возможным сделать вывод, что Сарановский хромитоносный массив представляет собой сорванный и утративший первоначальную форму крупный будинированный тектонический блок, амплитуда перемещения которого по вертикали может оцениваться скорее во многие километры, чем в первые десятки или сотни метров. Выявленная нами градиентность разреза по железу, титану, алюминию, металлам платиновой группы, закономерное изменение состава аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов приводит к выводу, что стратиформное хромитоносное тело Сарановского комплекса имело первоначально более пологое, скорее всего субгоризонтальное залегание, которое было нарушено более поздними деформациями [Волченко и др., 1979]. Для стратиформных хромитоносных комплексов железистых перидотитов в зонах эпиконтинентального рифтогенеза на пассивной палеоокраине (Центрально – Уральский, Сарановский

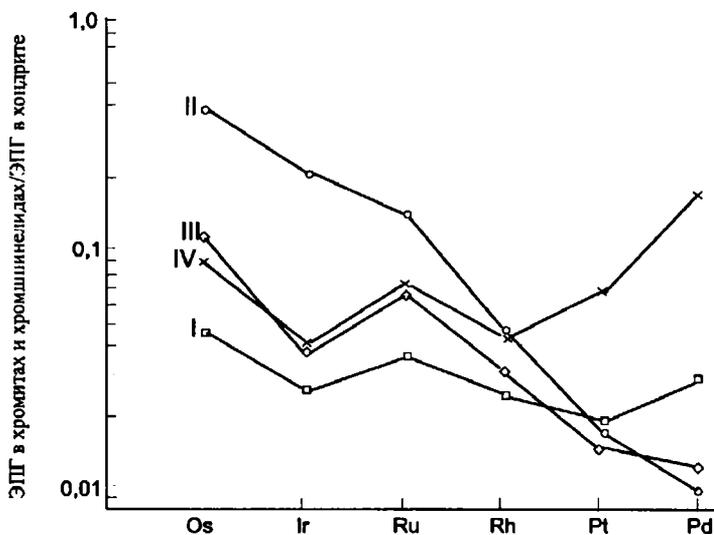


Рис. 2. Нормированные по хондриту C1 кривые распределения платиновых металлов в хромит-платиновых рудах альпинотипных комплексов Урала.

I – кракинский тип, результирующая кривая на основе 78 анализов; II – кемпирсайский тип, результирующая кривая на основе 450 анализов; III – нуралинско-верхнейвинский тип, результирующая кривая на основе 24 анализов; IV – шандашинский тип, результирующая кривая.

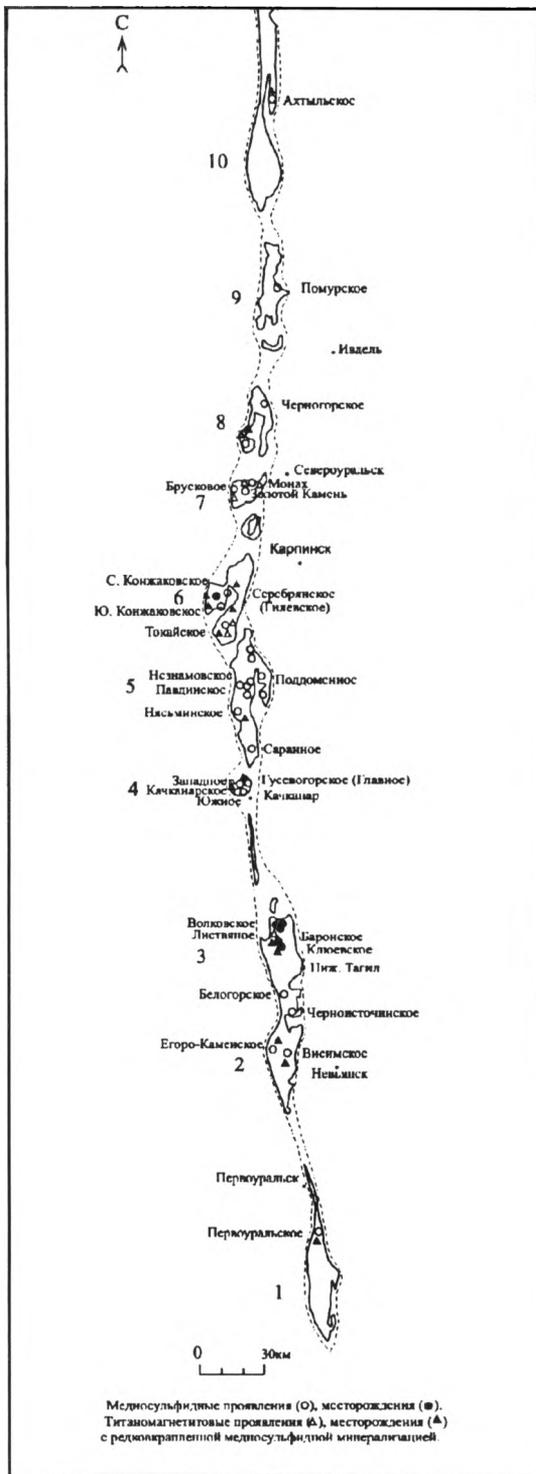


Рис. 3. Палладиеносный пояс Урала (схема).

Составлена Волченко Ю.А., Золоевым К.К., Корогеевым В.А. в 1998 году, на основе прогнозно-металлогенической карты платиноносных формаций Северного и Среднего Урала. Положение массивов палладиеносного пояса с юга на север: 1 – Ревдинский, 2 – Тагильский, 3 – Волковский, 4 – Качканарский, 5 – Павдинский, 6 – Кытлымский, 7 – Кумба, 8 – Денежкин Камень, 9 – Помурский, 10 – Чистопский. Медносульфидные проявления – незалитый кружок; месторождения – залитый кружок; титаномагнетитовые проявления – незалитый треугольник; месторождения с редковкрапленной медносульфидной минерализацией – залитый треугольник.

пояс, рис. 1-А) характерна однотипная геохимическая специализация на тугоплавкие платиноиды (Os, Ru, Ir), составляющие до 61% в дунитах и 66-89% в хромитовых рудах от суммы всех ЭПГ. Содержание платиновых металлов в хромитовых рудах составляет от 0,3 до 1-2 г/т, а в дунитах от 0,05 до 0,2 г/т. Установлено относительное обогащение средних частей стратифицированного хромитоносного разреза тугоплавкими ЭПГ. Во всех пластах, пропластках хромитовых руд и хромитоносных ультрамафит-пегматитов выявлена собственная платиноидная минерализация, представленная сульфидами, сульфоарсенидами и интерметаллидами тугоплавких пла-

тиноидов в парагенезисе с сульфидами и сульфоарсенидами цветных металлов и железа [Волченко, 1986]. Состав минералов ЭПГ закономерно изменяется по разрезу. Лауристы центральных частей обогащены иридием и осмием, в лауристах верхних частей разреза, обогащенных рутением, появляется мышьяк. Наблюдаемое усложнение модели распре-

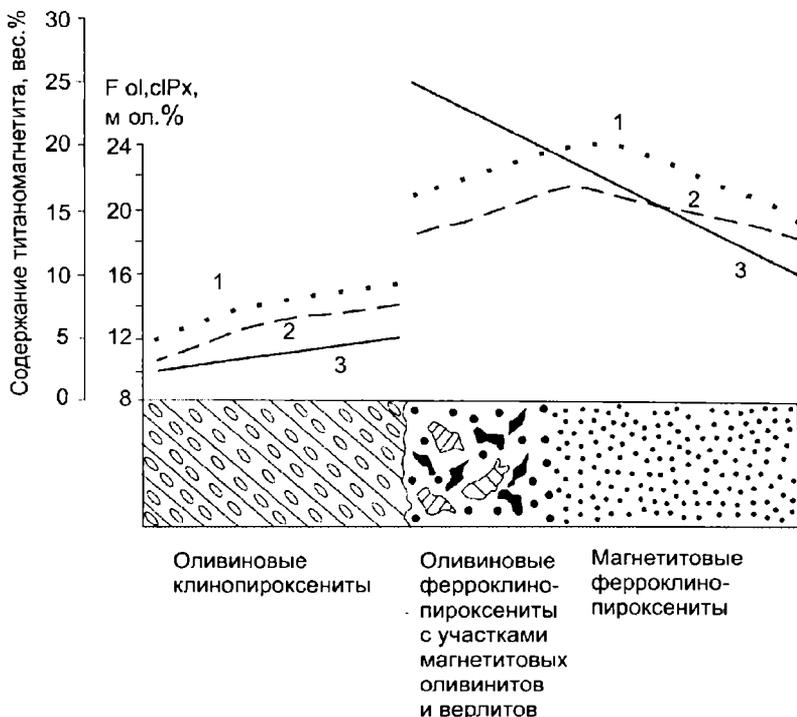


Рис. 4. Обобщенный стандартный разрез контакта оливиновый клинопироксенит - магнетитовый ферроклинопироксенит.

1 – изменение железистости оливинов, 2 – изменение железистости клинопироксенов, 3 – изменение количества титаномагнетита.

деления платиновых металлов в хромитовых рудах и ультрамафитах стратиформных комплексов связано с отчетливым влиянием секущих дайковых тел основного состава, несущих золото-платино-палладиевую минерализацию, и относящихся к двум возрастным группам. К наиболее ранним, додеформационным, относятся дайки щелочных диабазов и пикрит-диабазов. По составу щелочные диабазы комагматичны трахибазальтам вулканогенного комплекса, известного среди позднерифейско-вендских отложений и выполняющего грабеновые структуры - щегровитский комплекс. Более позднюю группу образуют слабоизмененные дайки габбродолеритов и долеритов, которые секут как рудоносные блоки Сарановского комплекса, так и сланцевые толщи его рамы. Они известны так же и среди раннепалеозойских отложений и сопоставимы с известково-щелочными базальтами толеитовой серии. Саранинский (Чурольско-Саранинский) тип золото-платино-палладиевых руд установлен в мощных дайках метагаббродолеритов Сарановского комплекса, содержащих вкрапленную ко-

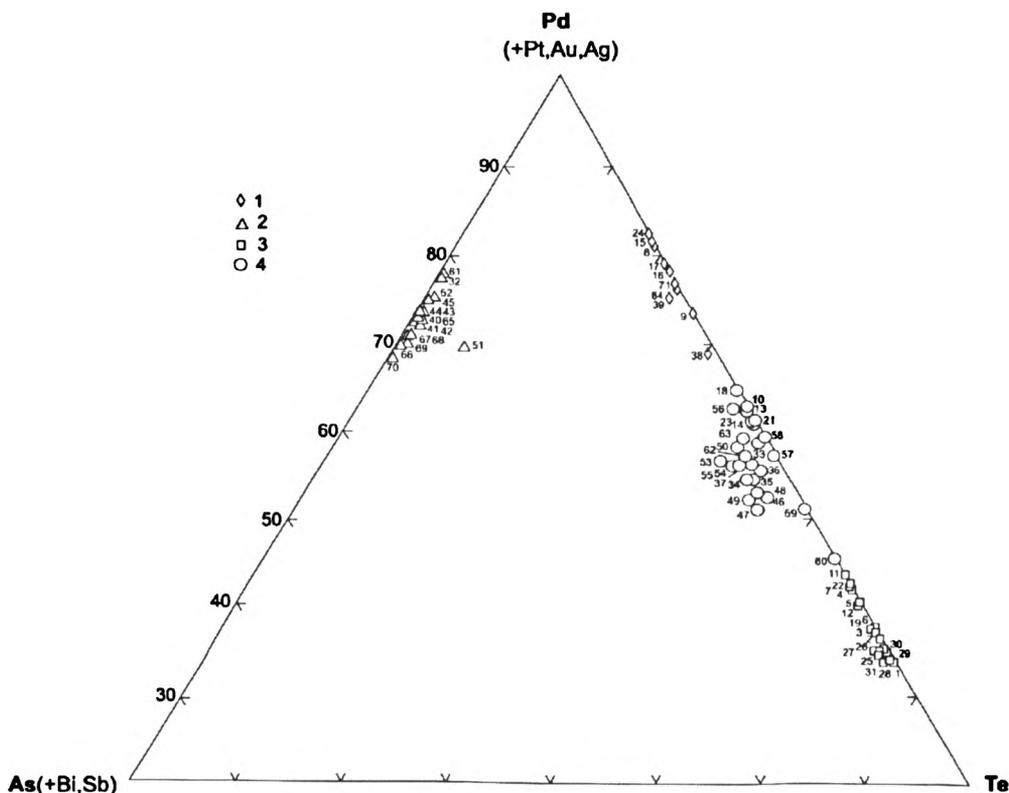


Рис. 5. Диаграмма составов теллуридов и арсенидов палладия и платины в различных рудопрооявлениях Палладиеносного пояса Урала.

1 – кейтконнит Pd_3Te ; 2 – атенеит $(PdHg)_3As$ -арсенопалладинит Pd_3As ; 3 – меренскиит $PdTe_2$; 4- котульскит $PdTe$. Рудопрооявления: 1-24 – Баронское (Волковский массив), 25-31 – Лаврово-Николаевское (Волковский массив), 32-52 – Ключевское (Волковский массив), 53-56 – Южная аномалия (Гусевогорский массив), 57-58 – Западное (Гусевогорский массив), 59-61 – Главное (Гусевогорский массив), 62 – Поддомненное (Павдинский массив), 63 – Серебрянское (Кытлымский массив), 64-71 – Ключевское (Волковский массив), дополнительные данные Аникиной и др. 2002 г.

бальто-никелево-медную минерализацию, специализация руд которых определяется палладием, платиной и золотом с суммарными содержаниями около и более 1 г/т при крайне низких содержаниях остальных платиновых металлов [Волченко, Коротеев и др., 1999]. Геологическая позиция оруденения малдинского типа в пределах Сарановского стратиформного комплекса определяется приуроченностью к ореольной зоне деформаций и метафорфизма в экзоконтакте крупной (700x50 м) дайки слабоизмененных габбродолеритов с оруденением

Таблица 2

Уральский тип платинометалльных руд

Подтипы руд	Хромитовый иридисто-платиновый (изоферроплатиновый)	Дунитовый малоиридисто-платиновый (тетраферроплатиновый)	Пегматитовый палладисто-платиновый (амальгамо-туламинит- тетраферроплатиновый, палладистый)
Геолого-структурная позиция, текстурно-морфологические особенности	Аликальные части дунитовых тел: гнездообразно, штоко-трубообразные тела небольшой мощности, сложенные богатыми St-Pt рудами пегматито- платиновой, брекчиевидной и сидеронитовой текстуры	Периаликальные части дунитовых тел: прерывистые линейные зоны каемчатых жил четковидного строения, сложенные богатыми и бедными St-Pt рудами линзовидной, прожилково- вкрапленной и полосчатой текстуры	Периферические части дунитовых тел: зоны контакта дунитов и клинопироксенитов. Малоомные короткие тела клинопироксенит- пегматитов (дунит-пегматитов), сложенные сульфидоносными хромитаномангнетитовыми Pt-Pt рудами петельчато-вкрапленной, сидеронитовой и брекчиевидной текстуры
Главные	Составы минералов платиновых металлов, относительная частота встречаемости в % Изоферроплатина иридистая и высокоиридистая- 80,5 %	Тетраферроплатина иридистая и малоиридистая- 90%	Тетраферроплатина малоиридистая палладистая Hg-содержащая- 45%
Второстепенные	Тетраферроплатина иридистая- 12,5 %	Изоферроплатина иридистая и малоиридистая- 7,5% туламинит малоиридистый- 1-2%	Амальгамы платинисто-палладистой меди- 40% туламинит палладистый Hg- содержащий- 12%
Редкие (акцессорные)	Прочие минералы в сумме 1,5 %: иридий самородный, осмирид, осмирид платиновый, иридоосмин, осмий самородный, лаурит, лаурит осмиевый, иридсит, холлингвортит	Прочие минералы в сумме 1,5%: иридоосмин, осмий самородный, лаурит, эриксманит, платинистая медь, холлингвортит, RuNiAs	Прочие минералы в сумме 3%: потарит медистый, платинистая медь, ферроникельплатина палладистая и медистая, сульфиды цветных металлов с примесными количествами Pt, Pd, Ir, Au до 0,5-1-2% и более
Крупность выделений МПМ, способность к россыпнеобразованию	Крупность выделений МПМ, способность к россыпнеобразованию 80% классы крупности более 100 мкм, 20% классы крупности менее 100 мкм Хорошая, крупные россыпи	Крупность выделений МПМ, способность к россыпнеобразованию 45% классы крупности более 100 мкм, 55% классы крупности менее 100 мкм Средняя, небольшие по масштабам россыпи	13% классы крупности более 100 мкм, 87% классы крупности менее 100 мкм Слабая, мелкие шиховые россыпи

Чурольско-Саранинского типа [Волченко и др., 1998]. Рассланцованные и карбонатизированные антигоритовые серпентиниты по хромитоносным дунит-гарцбургитам, и вмещаемые ими метаморфизованные хромит-оливиновые породы рудопроявления “Восточное”, содержат повышенные и высокие количества палладия, платины и золота, в сумме достигающие 2 г/т и более. Полученные нами материалы обосновывают представления о структурно-вещественных комплексах Сарановского пояса как о полигенных и полихронных рудоносных образованиях, включающих в себя вещественные ассоциации этапа средне-позднерифейского эпиконтинентального рифтогенеза, этапа вендских (венд-кембрийских) трансформаций палеорифтогенных структур и этапа поздней ранне-среднепалеозойской платформенной активизации. Соответственно в образованиях Сарановского стратиформного мафит-ультрамафитового комплекса и других массивов присутствуют три разных типа платинометального оруденения - сарановский в стратиформных хромитовых рудах, чурольско-саранинский в дайках габбро-долеритов и малдинский в ореолах околodayковых метасоматитов (табл. 1, рис. 1).

Более сложное распределение платиновых металлов характерно для хромитоносных мафит-ультрамафитовых комплексов Главного офиолитового пояса Урала (табл. 1, рис. 1). Длительная история формирования и преобразования альпинотипных комплексов в зонах океанического рифтинга и островодужной трансформации предопределила типы распределения платиновых металлов, позицию и состав хромит-платиноидной минерализации. Установлено, что дуниты альпинотипных комплексов имеют двойственный характер специализации по платиновым металлам. Наряду с дунитами, специализированными в основном на тугоплавкие платиноиды, имеются дуниты обогащенные и легкоплавкими платиноидами (рис. 1). В целом содержания ЭПГ в дунитах составляет около 100 мг/т, при этом доля легкоплавких платиноидов (Pd, Pt, Rh) составляет 40-50% от суммы всех ЭПГ в дунитах. Аномальные распределения характерны для контактовых зон и надрудных сульфидоносных дунитов. Установлено, что платинометальное оруденение присутствует в связи с хромитовыми рудами всех частей разреза альпинотипных комплексов [Волченко, 1986]. Выделены четыре типа геологических обстановок и, соответственно, четыре типа сопряженной хромовой и платинометальной минерализации [Золоев, Волченко, Коротеев и др., 2002], (рис. 2). Первый тип - Кракинский, лерцолит-гарцбургитовые (с резко подчиненными дунитами) разрезы с высокоглиноземистыми мало-железистыми хромшпинелидами. Руды специализированы на тугоплавкие платиноиды и платину. Собственные минералы присутствуют в виде твердых растворов и интерметаллидов тугоплавких платиноидов. Содержание ЭПГ в рудах этого типа от 1-5 до 30 г/т. Второй тип – Кемпирсайский, дунит-гарцбургитовые разрезы с высокохромистыми малоглиноземистыми хромшпинелидами. Руды специализированы на тугоплавкие платиноиды (Os, Ir, Ru). Собственные минералы в виде сульфидов, сульфоарсенидов и интерметаллидов тугоплавких платиноидов. Содержание платиновых металлов в рудах 0,5-1-2 г/т. Третий тип

Распределение благородных металлов в золото-палладиевых проявлениях Палладиеносного пояса Урала

№	Наименован. рудопрояв- лений	Содержание, мг/т							Рудовмещающие породы
		Pd	Pt	Au	Rh	Ir	Os	Ru	
Кумбинский массив									
1	г. Золотой Камень	50	40	70	10	<10	<6	<6	Габбро амфибол-пирокс., оливинсодержащее
2	г. Большая Брусовая	40	10	10	10	<10	<6	<6	Габбро амфиболовое с вкрапленностью сульфидов
3	г. Вересовый Увал	90	90	50	10	<10	<6	<6	Клинопироксениты амфиболит. с вкрапл. сульф.
Кытлымский массив									
4	Серебрянское (Гиленское)	230	75	120	<5	<10	<6	<6	Габбро пирокс.-амфиболовое с повыш. вкр. сульфидов
5	Серебрянское	490	55	40	<5	<10	<6	<6	Габбро амфиболовое с повыш. вкр. сульфидов
6	Серебрянское	590	70	33	5	<10	<6	<6	Габбро амфиболовое с полосами горнблендитов
7	Серебрянское	160	40	76	<5	<10	<6	<6	Габбро пирокс.-амфиболовое с повыш. вкр. сульфидов
8	Западн. часть Серебрянског массива	50	60	130	5	<10	<6	<6	Габбро-порит амфиболовый с акцес. сульф. минерализац.
Павдинский массив									
9	Подоменное	150- 1100	110- 151	1400- 4900	<5	<10	<6	<6	Габбро пирокс.-амфибол. и амфиболовое зелен. измененное
10	Габбро у моста ч/р. Павда	10	20-50	10	<5	<10	<6	20	Габбро амфибол пироксенитовое с акц. вкр. сульфидов
11	Незнамовское	50- 100	20-50	2100	<5	<10	<6	<6	Габбро-порит амфиб. с повышенной вкр. сульфидов
12	Незнамовское	40	20	500- 1000	<5	<10	<6	15	Пироксениты плагиоклазовые амфиб. с повышенной вкр. сульфидов
13	Нясьминское	50	570	170	<5	<10	<6	<6	Габбро амфиболовое с линзами горнблендитов и вкр. сульфидов
Качкаларский массив									
14	Гусиногорское (главное)	50- 100	20-30	10-20	10	<10	10	10	Пироксениты магнетитовые амфиболитизированные с акц. вкрапл. сульфидов
15	Западное	80- 140	10-20	10-20	10	<10	<6	10	Пироксениты магнетитовые амфиболит. и горнблендиты
16	Южная аномалия (ж.д.)	500- 1200	50- 550	200- 1000	10	<10	<6	<6	Пироксениты оливинитовые магнетитовые амфиболитизир. с повыш. вкр. сульфидов
17	Южное	50- 340	60- 130	50- 100	10	<10	<6	<6	Пироксениты магнетитовые амфибол. и горнблендиты
Волковский массив									
18	Волковское	5460	60	1600	30	<10	<6	10	Габбро амфибол-пирокс. И амфиболовое с повыш. вкр. сульфидов
19	Лаврово- Никол.	3000- 6000	120- 360	100- 1000	10-20	<10	<6	<6	Габбро амфибол-пирокс. И амфиболовое с повыш. вкр. сульфидов
19	Баронское	11000	340	2100	10	<10	<6	<6	Апатитовые оливиниты, верлиты и клинопироксениты
20	Клюевское	2750	150	330	10	<10	<6	<6	Габбро и клинопироксениты
Тагильский массив									
21	Белогорское	50- 100	30- 200	10-60	10	<10	<6	<6	Габбро роговообманковое и зел. изм. Габбро-пориты
22	Черносточни- ское	10-20	30-50	10-20	10	<10	<6	<6	Метагаббро амфиболовое и горнблендиты
23	Висимское	50- 100	10-30	10-20	10	<10	<6	<6	Габбро амфиболовое и горнблендиты
Ревдинский массив									
24	Перноураль- ское	60- 500	30-50	60- 300	10	<10	<6	<6	Горнблендиты с вкрапленностью сульфидов

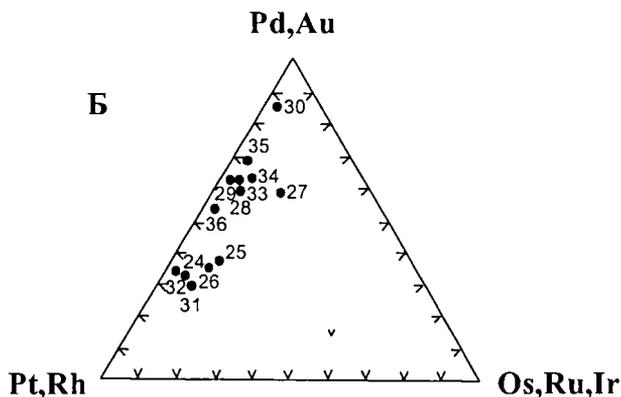
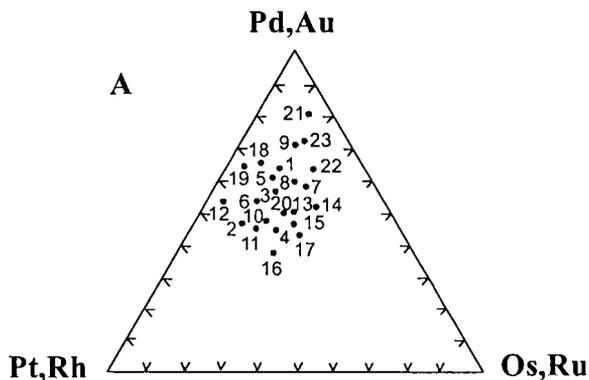


Рис. 6. Диаграммы отношений содержаний различных ЭПГ и Au в дайках габбро-долеритов (А) и вкрапленных медносульфидных рудах (Б) Дайкового пояса Среднего и Северного Урала.

А - габбро-долериты и диабазы: 1-6 - г. Дублинский Камень, 7-8 - Бисерская дайка, 9-10 - Мясной Камень, 11-12 - Ольховская дайка, 13 - Шандашинская дайка, 14-19 - г. Саранная9 (большая дайка у ретранслятора), 20-23 Чурольская свита даек; Б - рудопроявления: 24-27 - Чурольское, 28-32 - г. Дублинский Камень, 33-36 - г. Саранной

Примечание: анализы на ЭПГ выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и спектро-фотометрическим методами по аттестованным и сертифицированным методикам с чувствительностью Pt- 10 мг/т, Pd- 2 мг/т, Rh- 5 мг/т, Ir- 10 мг/т, Ru- 6 мг/т, Os- 6 мг/т. (Аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова).

– Нуралинско-Верхнейвинский, гарцбургит-дунитовые разрезы периферических зон перехода к краевому полосчатому комплексу со среднехромистыми железистыми низкотитанистыми хромшпинелидами. Руды специализированы на тугоплавкие платиноиды. Собственные минералы представлены сульфидами, интерметаллидами и твердыми растворами платиновых металлов. Содержание ЭПГ в рудах этого типа 2-5-10 г/т. Четвертый тип – Шандашинский, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые разрезы краевого полосчатого комплекса с высокотитанистыми, высокожелезистыми и высокоглиноземистыми хромшпинелидами. Руды специализированы на легкоплавкие платиноиды (Pt, Pd, Rh), присутствуют золото и серебро. Собственные минералы представлены интерметаллидами, сульфоарсенидами, арсенидами и антимонидами ЭПГ. Содержание платиновых металлов в рудах 1-5-15 г/т. Основной тренд распределения ЭПГ в альпинотипных комплексах заключается в эволюции от слабо фракционированного, субхондритового распределения в типе – 1, до отчетливо и сильно фракционированного анхондритового распределения в типах – 2, 3, 4. Анализ всех материалов по платиноносности альпинотипных комплексов Урала свидетельствует о более сложной, чем предполагалось, картине фракционирования благородных металлов в этих образованиях. В процессе эволюции альпинотипных комплексов и их трансформации в надсубдукционных обстановках степень фракционирования ЭПГ нарастает, в системе появляются золото и серебро, которые входят в единую ПАЭМ благородных металлов. Возникновение крупномасштабного Ru-Ir-Os платиноидного оруденения связано с более ранней историей формирования этих комплексов. Общая оценка условий хромит-платиноидного рудообразования в дунитах лерцолит-гарцбургитовых разрезов и дунит-гарцбургитовых разрезов кемпирсайского типа [Чашухин, Волченко, Самсонов, 1991, Чашухин, Вотяков, Уймин и др., 1996] свидетельствуют о восстановленном характере рудообразующих флюидов при трансформации альпинотипных комплексов на субокеанической стадии их эволюции. Состав рудообразующих флюидов при формировании глиноземистых руд третьего и четвертого типов иной: значение фугитивности кислорода в платиносодержащих глиноземистых хромититах и вмещающих ультрамафитах на порядки выше, чем в высокохромистых рудах, что говорит о существенно углекислом составе рудообразующего флюида. Все это дает основание связывать формирование глиноземистых хромит-платинометалльных руд с надсубдукционными обстановками трансформации альпинотипных комплексов на остроководужной стадии развития подвижной системы.

В 20х годах XX века в отечественную геологическую литературу вошел термин “габбро-перидотитовая формация Урала”. Впоследствии большинство современных исследователей пришли к выводу о ее неоднородности и существовании в ее объеме по крайней мере двух формаций (структурно-вещественных ассоциаций): дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) и дунит-пироксенит-габбровой (платиноносной). Это открытие явилось важным шагом вперед, име-

**Состав собственных минералов благородных металлов и минералов
Палладиеносного пояса**

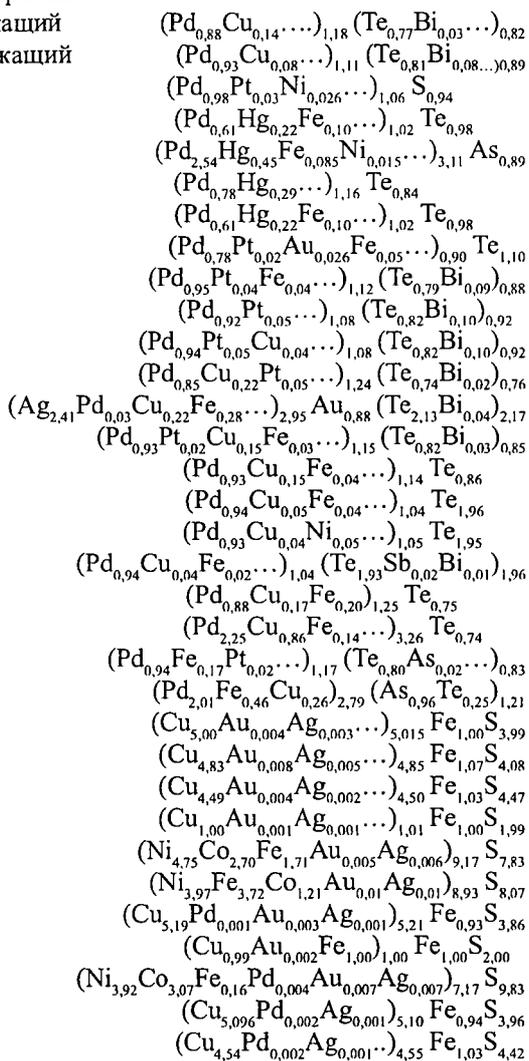
№пп	Pd	Pt	Au	Ag	Sb	Bi	Hg
1	41,04	1,81	1,30	4,10	0,07	2,81	Сл
2	42,00	2,50	1,20	-	0,06	7,28	-
3	73,50	4,60	-	-	-	-	сл
4	26,50	0,45	1,73	0,54	-	0,05	18,30
5	62,60	0,30	-	-	-	-	21,10
6	32,33	1,10	1,83	-	-	0,09	22,56
7	26,60	0,45	1,70	-	-	сл	18,30
8	34,10	1,90	2,10	-	-	0,10	0,11
9	41,24	3,54	1,87	0,94	сл	7,96	-
10	40,20	4,30	1,41	0,72	-	8,46	-
11	40,55	4,00	1,35	0,83	-	8,25	-
12	39,20	4,24	1,42	2,10	сл	1,76	-
13	0,38	0,20	22,20	33,10	сл	1,10	-
14	41,40	1,81	0,84	-	сл	2,85	-
15	42,69	0,36	0,12	-	сл	3,16	-
16	27,54	-	-	-	0,65	0,98	0,69
17	27,58	-	0,53	-	0,55	0,11	0,80
18	27,71	0,63	0,15	-	0,68	0,59	0,68
19	42,10	0,05	0,21	0,05	-	-	-
20	59,00	-	0,12	0,11	0,06	-	-
21	44,00	1,60	-	0,58	0,31	-	0,42
22	56,20	0,72	0,54	0,49	0,13	-	0,73
23	-	-	0,16	0,07	-	-	-
24	-	-	0,31	0,10	-	-	-
25	-	-	0,16	0,05	-	-	-
26	-	-	0,09	0,05	-	-	-
27	-	-	0,12	0,08	-	-	-
28	-	-	0,21	0,12	-	-	-
29	0,03	-	0,11	0,03	-	-	-
30	-	-	0,16	-	-	-	-
31	0,05	-	0,19	0,10	-	-	-

с примесными их количествами в золото-палладиевых проявлениях
Урала (мас.%)

Cu	Fe	Ni	Co	Te	As	S	Σ
3,90	0,75	0,19	-	43,28	-	0,29	99,54
2,10	1,10	0,25	-	43,51	-	-	100,00
0,50	0,40	1,10	сл	-	-	21,40	101,50
0,93	2,35	0,11	сл	50,50	0,20	0,09	101,75
0,10	1,10	0,20	сл	-	15,50	-	100,90
0,76	0,41	0,14	-	41,38	-	-	100,60
1,20	2,20	0,12	-	50,90	-	-	101,47
0,32	1,15	0,05	-	57,60	-	-	97,43
0,56	1,00	0,44	-	40,80	-	-	98,35
0,86	0,74	0,35	-	43,16	-	-	100,20
1,10	-	0,18	-	42,37	-	-	98,63
6,08	1,10	0,10	-	40,88	-	-	96,87
1,80	2,00	сл	-	34,60	-	-	95,38
4,00	0,75	0,18	-	43,78	-	-	95,62
4,16	1,03	0,08	-	45,34	-	-	97,04
0,83	0,55	0,07	-	67,90	-	-	99,21
0,78	0,19	0,74	-	68,40	-	-	99,70
0,74	0,35	0,19	-	68,33	-	-	100,05
5,00	4,87	сл	-	42,80	-	-	95,00
13,38	2,00	0,09	-	23,10	-	-	97,86
0,64	4,21	0,11	-	45,16	0,70	-	97,73
4,38	6,70	-	-	8,39	18,85	-	97,13
63,03	11,04	0,02	сл	-	-	25,34	99,66
61,75	12,03	0,04	сл	-	-	26,29	100,52
58,04	11,71	сл	-	-	-	29,19	99,15
34,47	30,17	сл	0,03	-	-	34,32	99,13
-	12,04	35,21	20,15	-	-	31,74	99,34
-	27,07	30,37	9,31	-	-	33,71	100,79
64,52	10,18	-	-	-	-	24,22	99,09
34,08	30,40	-	-	-	-	34,51	99,14
сл	1,21	30,85	24,21	-	-	42,24	98,85

Кристаллохимические формулы минералов

1. Котульскит медистый висмутсодержащий
2. Котульскит медистый висмутсодержащий
3. Высоцкит
4. Котульскит ртутный
5. Атенеит
6. Котульскит ртутный
7. Котульскит ртутный
8. Котульскит
9. Котульскит висмутсодержащий
10. Котульскит висмутовый
11. Котульскит висмутовый
12. Котульскит медистый
13. Петцит
14. Котульскит висмутсодержащий
15. Котульскит медистый
16. Меренскиит
17. Меренскиит
18. Меренскиит
19. Котульскит медистый
20. Кейтконнит медистый
21. Котульскит
22. Винцентит
23. Борнит
24. Борнит
25. Борнит
26. Халькопирит
27. Кобальтовый пентландит
28. Кобальтовый пентландит
29. Борнит
30. Халькопирит
31. Кобальтовый пентландит
32. Борнит
33. Борнит



Примечание: анализы выполнены методами РСМА на приборе IХА-5 в Институте геологии и геохимии УрО РАН аналитик Л.К. Воронина.

Образцы отобраны из рудопроявлений: 1, 14, 15 - Серебрянское; 2 - Поддоменное; 3 - 5 - Гусевогорское Главное; 6-8 - Западное; 9-11 - Южная аномалия (ж.д.); 12-13 Южное; 16 -18 - Волковское; 19-20 - Баронское; 21-22 - Ключевское; 23, 27- г. Золотой Камень; 24,26 - г. Монах; 25 - г. Большая Брусковая; 28 - Белогорское; 29-33 - Серебрянские (Гилевские) р.п.

Результаты флотации малосульфидных золото-платино-палладиевых руд рудопроявления “Южная аномалия” (Качканарский массив)

Наименование продуктов	в г/т			в мас.%				
	Pd	Pt	Au	Fe	Cu	Ni	Co	S
концентрат	102,20	9,50	24,28					
Пр.Пр. III	88,00	6,08	11,40					
Пр.Пр. II	17,60	1,64	4,08					
Пр.Пр. I	2,78	0,15	0,17					
К-т контр. флотации	1,80	0,09	0,12					
Хвосты контр. Флотации	0,34	0,02	0,02					
Шламы	2,56	0,11	0,02					
Исходный продукт	0,97	0,06	0,18	11,17	1,00	0,03	0,01	0,05

Примечание: анализы на ЭПГ выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и спектро-фотометрическим методами по аттестованным и сертифицированным методикам с чувствительностью Pt- 10 мг/т, Pd- 2 мг/т, Rh- 5 мг/т, Ir- 10 мг/т, Ru- 6 мг/т, Os- 6 мг/т. Содержания тугоплавких платиноидов ниже чувствительности метода анализа. (Аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова). Анализы на цветные металлы выполнены в ОАО “Уральская центральная лаборатория” (аналитики Н.В. Филиппова, О.А. Чембарцева).

ющим фундаментальное петрологическое и металлогеническое значение. Последующие исследования в конце XX века показали структурную и вещественную гетерогенность комплексов Платиноносного пояса, возможность и необходимость выделения в их составе собственно платиноносной и собственно палладиносной структурно-вещественной ассоциации. Предполагается, что формирование и становление зональных дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовых комплексов собственно Платиноносного пояса происходило в надсубдукционных обстановках в режиме ранних и зрелых островных дуг (табл. 1). Для дунитов зональных комплексов характерна специализация на платину и легкоплавкие платиноиды (Pt, Pd, Rh), составляющие 70-75% от суммы всех платиновых металлов в дунитах. Среднее содержание ЭПГ в дунитах (без деления на типы) составляет менее 100 мг/т при резко выраженной ведущей роли платины (рис. 1). Хромит-платиновые руды зональных комплексов так же специализированы на платину и легкоплавкие платиноиды, содержание которых в ходе рудообразующего процесса увеличивается с 90 до 99%, а количество тугоплавких при этом падает с 10 до 1% (рис. 1). В рамках уральского (Соловьевогорского) типа хромит-платиновых руд впервые на современном аппаратурном уровне дана сравнительная характеристика всех разновидностей платинометалльного оруденения, возникающего в процессе структурно-вещественной эволюции ма-

Таблица 6
Химический состав малосульфидных золото-палладиевых руд баронского типа, мас. %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	56B	56P	829/4	20B	22B	32A	32B	60B	61B	33B	34B	250B	252B	255B	256B	258B	259B	260B
	29,50	29,23	31,60	-	-	38,00	36,00	42,80	31,00	44,04	42,37	35,24	43,50	45,34	34,58	33,89	33,50	44,29
TiO ₂	0,09	0,04	0,05	0,12	0,06	0,015	0,035	0,016	0,02	1,24	1,25	0,26	0,87	1,00	0,05	0,76	0,09	0,82
Al ₂ O ₃	2,10	0,98	1,80	-	-	3,50	1,31	1,05	1,33	8,67	8,51	2,68	6,36	9,01	1,76	2,47	0,96	8,16
Fe ₂ O ₃	9,33	9,65	9,23	10,77	9,97	7,83	8,37	9,23	11,18	5,79	6,23	5,26	0,53	1,32	7,36	4,87	4,74	1,36
FeO	1,89	1,80	2,14	1,07	0,71	3,60	2,73	3,87	1,45	4,04	4,29	2,74	4,76	4,51	3,42	6,79	3,23	4,06
CaO	12,12	10,61	10,89	-	-	11,57	10,76	8,56	12,34	21,07	20,44	13,71	23,71	22,46	7,03	4,52	15,70	23,64
MgO	24,28	26,36	25,80	-	-	19,00	23,40	22,95	24,05	11,73	12,21	25,49	12,96	12,01	32,04	35,03	30,04	12,60
MnO	0,15	0,11	0,10	-	-	0,14	0,09	0,06	0,05	0,13	0,15	0,16	0,09	0,08	0,16	0,11	0,08	0,07
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	-	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,012	0,01	0,01	0,015	0,025	0,023	0,015	0,023	0,015	0,018
V ₂ O ₅	0,02	0,017	-	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,087	0,098	0,015	0,047	0,054	0,01	0,07	0,011	0,040
P ₂ O ₅	8,20	7,89	7,82	7,52	7,12	8,95	7,99	6,31	9,75	0,94	1,82	7,15	3,74	1,50	4,41	2,95	3,49	2,66
ppp	8,72	9,31	7,80	-	-	6,74	6,69	4,80	7,89	1,60	1,25	7,58	2,70	0,98	10,40	9,26	8,40	1,60
S _{общ.}	0,11	0,30	<0,01	0,29	0,03	0,14	0,04	0,02	0,015	0,01	<0,01	0,032	0,035	0,012	0,04	0,016	0,04	0,015
CuO	2,10	1,98	0,64	1,38	1,00	1,39	1,24	0,15	1,25	0,02	0,03	0,05	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,04
NiO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,013	0,01	0,01	0,011	0,01	0,01	0,014	0,015	0,012	0,01
CoO	0,015	0,014	0,01	0,013	0,018	0,01	0,013	0,02	0,013	<0,01	<0,01	0,017	0,01	0,01	0,02	0,01	0,017	0,01
Сумма	98,64	98,15	97,90	-	-	100,9	98,70	99,88	100,4	99,39	98,68	100,4	99,38	98,34	101,3	100,8	100,4	99,39

Примечание. Пробы : 1-11 - Баронский участок, 12-18 - Ключевский участок. Анализы 1-2, 4-5, 12-18 выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитики Т.В. Амелина, Н.П. Горбунова), анализы 3, 6-11 в Уральской Центральной Лаборатории КИПР (аналитики А.Н. Майорова, Н.В. Филиппова). 1 (56B)- апатитовые оливиниты сильно серпентинизированные с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; отвалы глубокого рудного шурфа. 2 (56P)- апатитовые оливиниты сильно серпентинизированные с вкрапленностью окисленных сульфидов; отвалы глубокого рудного шурфа. 3 (829/4)- апатитовые оливиниты сильно серпентинизированные с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; отвалы глубокого рудного шурфа. 4 (20B)- апатитовые оливиниты сильно серпентинизированные и расщепленные с вкрапленностью окисленных сульфидов; зона контакта с клинопироксенами,

стенка глубокого рудного шурфа. 5(22В)- апатитовые оливиниты будинированные и сильно серпентинизированные с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; приконтактовая зона с клинопироксенитами, стенка глубокого рудного шурфа. 6(32А)- апатитовые оливиниты с участками апатитовых верлитов будинированные и сильно серпентинизированные с вкрапленностью окисленных сульфидов; магистральная траншея №5, центральная линза. 7(32Б)-апатитовые оливиниты будинированные и сильно серпентинизированные с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; магистральная траншея №5, центральная линза. 8(60В)- апатитовые оливиниты с участками апатитовых верлитов рассланцованные и сильно серпентинизированные с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; магистральная траншея №5, восточная линза. 9(61В)- апатитовые оливиниты рассланцованные и сильно серпентинизированные с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; магистральная траншея №5, западная линза. 10(33В)- оливиновые апатитовые клинопироксениты плагиоклазсодержащие мятые и разлинзованные с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; магистральная траншея №5, между центральной и западной линзами. 11(34В)- оливиновые апатитовые клинопироксениты мятые, расланцованные и сильно серпентинизированные с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; магистральная траншея №5, восточный контакт центральной линзы. 12(250В)- переслаивание апатитовых верлитов и апатитовых оливинитов мятых сильно серпентинизированных с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; скв. Кл-9, гл. 31,55 м. 13(252В)- оливиновые апатитовые клинопироксениты мятые, расланцованные и сильно серпентинизированные с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; скв. Кл-16, гл. 92,8 м. 14(253В)- оливиновые апатитсодержащие клинопироксениты мятые серпентинизированные с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; скв. Кл-7, гл. 47,8 м. 15(256В)- апатитовые верлиты с полосами и пятнами апатитовых оливинитов мятые сильно серпентинизированные с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; скв. Кл-13, гл. 111 м. 16(258В)- апатитовые оливиниты мелкопятнистые, мятые сильно серпентинизированные с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов и ступками магнетита; скв. Кл-14, гл. 37,7 м. 17(259В)- апатитовые верлиты полосчатые мятые с полосами апатитовых оливинитов, сильно серпентинизированные, с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; скв. Кл-14, гл. 124 м. 18(260)- оливиновые апатитовые клинопироксениты плагиоклазсодержащие пятнистые мятые сильно серпентинизированные с акцессорной вкрапленностью окисленных сульфидов; скв. Кл-14, гл. 25,5 м.

фит-ультрамафитовых комплексов при формировании руд уральского типа. На основе исследования равновесных парагенезисов основных сосуществующих минералов дунитов и хромит-платинометалльных руд зональных мафит-ультрамафитовых комплексов Среднего и Северного Урала установлена их гетерогенность и намечена структурная и вещественная эволюция этих комплексов при формировании платинометалльного оруденения [Волченко, Иванов, Коротев, Оже, 2007]. Нами выделены и обоснованы три минералого-геохимических подтипа, характеризующие различные стадии процесса рудообразования (табл. 2). Ранняя стадия - хромитовый подтип иридиево-платиновых руд. Специализация на платину и иридий. Продуктивный парагенезис собственных минералов представлен высокоиридистыми изоферроплатиной и тетраферроплатиной, лауритом, иридосмином, осмиридом в ассоциации с высокомагнезиальными и высокохромистыми хромшпинелидами. Содержание платиноидов в этом подтипе 10-50 г/т и более. Особенности формирования руд хромитового подтипа определяются не только маловодным составом рудообразующего флюида и относительно наиболее высокими температурами процесса (предельное насыщение иридием железо-платиновых твердых растворов, аномально широкое присутствие свежего оливина в цементе руд), но и высокими скоростными характеристиками процесса разгрузки флюида в ограниченных объемах, что зафиксировалось в исключительно широком развитии штоко-трубообразных рудных тел с брекчиевидными и петельчато-пятнистыми текстурами в рудах хромитового подтипа. Средняя стадия процесса – дунитовый подтип иридиево-платиновых руд. Специализация на платину и иридий. Продуктивный парагенезис представлен малоиридистыми тетраферроплатиной и изоферроплатиной, осмием самородным, лауритом и иридосмином в ассоциации с умеренномагнезиальными среднехромистыми железистыми хромшпинелидами. Содержание платиноидов в этом подтипе 1-7 г/т. Для хромит-платиновых руд дунитового подтипа характерны линзовидные, прожилково-пятнистые и полосчатые текстуры. Короткие каемчатые жилы и пятнисто-полосчатые обособления хромшпинелида не содержат неизмененного оливина в цементе руд и каймах, сложенных исключительно серпентином. Признаки сильной гидратации и флюидизации руд этого подтипа зафиксированы в широком присутствии в цементе руд серпентина, хлорита, слюды, амфиболов и карбонатов. Относительно более низкотемпературная природа хромит-платиновых руд дунитового подтипа подчеркивается выдержанным низкоиридиевым составом платины, содержащей большее количество железа и цветных металлов, а так же и более железистым составом хромшпинелида и сосуществующих силикатов. Выявленная латеральная зональность в размещении хромитового и дунитового подтипов хромит-платиновых руд в апикальной и приапикальной частях дунитовых ядер, хорошо дополняется и согласуется с положением руд третьего (пегматитового) подтипа вблизи зоны контакта дунитов с клинопироксеновой каймой-оторочкой (табл. 2). Руды пегматитового подтипа специализированы на платину и палладий продуктивный

**Распределение платиновых металлов и золота в Pt-Pd
рудопрооявлениях Дайкового пояса Урала**

№ пп	Наименование золото-платино-палладиевых проявлений, типы руд	Исходные руды, г/т				Концентраты, г/т			
		Pt от-ло	Pd от-ло	Au от-ло	Сумма всех ЭПГ и Au	Pt	Pd	Au	Сумма всех ЭПГ и Au
1	Чурольское (Сев. Урал). Саранинский тип. Бедновкрапленные и средневкрапленные медносульфидные руды в зонах расслаивания и метаморфизма габбро-долеритов	0,05-0,43	0,02-0,12	0,05-0,25	0,51	0,13	0,55	3,00	4,95
Отношение Pt/Pd 2,5-3,6. Ряд убывания ЭПГ: Pt, Pd, Ru, Os, Rh, Ir									
2	Саранинское (Средний Урал). Саранинский тип. Бедновкрапленные и пятнисто-вкрапленные медносульфидные руды в деформированных габбро-долеритах	0,10-0,40	0,10-0,50	0,05-0,10	1,0	6,80	30,0	8,70	45,50
Отношение Pt/Pd 1,0-2,0. Ряд убывания ЭПГ: Pd, Pt, Rh, Os, Ru, Ir									
3	Восточное (Средний Урал). Малдинский тип. Бедновкрапленные медносульфидные руды в карбонатизированных и антитизированных хромитонесущих ультрамафитах в ореоле мощной дайки габбро-долеритов	0,15-0,28	0,58-1,11	0,05-0,20	1,48	2,86	95,0	6,60	103,20
Отношение Pt/Pd 0,30. Ряд убывания ЭПГ: Pd, Pt, Rh, Ir, Os, Ru									
4	Дублинский Камень. (Средний Урал). Саранинский тип. Бедновкрапленные и прожилково-вкрапленные медносульфидные руды в деформированных и метаморфизованных габбро-долеритах	0,01-2,00	0,10-2,20	0,01-1,00	1,26				
Отношение Pt/Pd 0,1-1,0. Ряд убывания ЭПГ: Pd, Pt, Rh, Ir, Os, Ru									

Примечание: анализы выполнены химико-спектральным и спектро-фотометрическим методами в лаборатории ФХМА ИГГ УрО РАН (аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова).

парагенезис представлен малоиридной платиной и медистой тетраферроплатиной, малоиридным платиновым туламинитом, амальгамами платинисто-платиновой меди иногда с повышенными содержаниями иридия в ассоциации с хромтитаномагнетитом и сульфидами Fe, Cu, Ni. Содержание платиноидов в этом подтипе от 5 до 30 г/т. Вкрапленно-петельчатая и сидеронитовая текстуры хромтитаномагнетитовых руд, наличие останцов дунитов со следами замещения акцессорного хромшпинелида хромтитаномагнетитом и оливина клинопироксеном, характерная частая вкрапленность сульфидов железа и цветных металлов дали основания связывать образование платиноносных пегматитовых жил с процессами метасоматоза на пневматолит-гидротермальной стадии рудогенеза [Ярош, Фоминых, 1976, Волченко, Коротеев и др., 2005]. Таким об-

**Состав собственных минералов благородных металлов и минералов
с примесными их количествами в рудоносных зонах массива г. Дублинский камень**

№пп	Pd	Pt	Au	Ag	Sb	Bi	Hg	Cu	Fe	Ni	Co	Te	As	S	Σ
1	36,10	1,60	-	-	12,99	6,11	1,04	сл	1,78	0,24	-	40,81	0,23	-	100,90
2	21,95	1,78	-	-	1,06	4,32	1,18	сл	14,08	0,67	-	53,07	0,37	-	98,48
3	0,26	-	0,42	60,36	-	-	-	1,21	-	сл	-	35,31	-	-	97,56
4	0,27	-	0,24	59,61	-	-	-	1,49	-	сл	-	35,52	-	-	97,13
5	0,16	-	0,37	0,08	-	-	-	0,28	2,76	11,20	24,13	-	40,05	21,52	100,55
6	0,11	-	0,45	0,08	-	-	-	0,28	2,36	7,67	26,38	-	41,38	20,73	99,44
7	0,26	-	0,52	0,11	-	-	-	0,28	2,83	5,28	27,13	-	39,91	21,53	97,85
8	0,23	-	0,42	0,10	-	-	-	0,15	1,99	7,27	26,73	-	40,13	20,96	97,98
9	0,32	-	0,46	0,08	-	-	-	0,12	4,63	12,50	20,01	-	40,93	19,66	98,71
10	0,37	-	0,61	0,10	-	-	-	0,23	4,02	12,05	22,72	-	39,89	19,36	99,35
11	0,29	-	1,09	0,10	-	-	-	0,24	4,62	10,89	20,12	-	40,91	20,58	98,84
12	-	-	0,26	-	-	-	-	34,38	30,50	0,03	0,02	-	-	34,97	100,16
13	-	-	0,13	-	-	-	-	63,12	10,78	0,08	-	-	-	26,45	100,56
14	-	-	0,16	-	-	-	-	61,50	12,03	0,08	-	-	-	26,29	100,06

Кристаллохимические формулы минералов

- Котульскит сурьмянистый $(Pd_{0,80}Pt_{0,02}Fe_{0,08}Ni_{0,01}Hg_{0,01}0,92)(Te_{0,76}Sb_{0,25}Bi_{0,07}1,08)$
- Котульскит железистый $(Pd_{0,44}Pt_{0,02}Fe_{0,54}Ni_{0,02}Hg_{0,01}1,03)(Te_{0,89}Bi_{0,04}Sb_{0,02}As_{0,01}0,97)$
(Ag_{1,95}Cu_{0,07}Pd_{0,01}...)^{2,03}Te_{0,97} 4. Гессит (Ag_{1,91}Cu_{0,08}Pd_{0,01}...)^{2,02}Te_{0,98}
- Гессит
- Кобальтин никелистый (Co_{0,66}Ni_{0,31}Fe_{0,08}Cu_{0,01}...)^{1,06}As_{0,86}S_{1,08} 6. Кобальтин никелистый (Co_{0,73}Ni_{0,21}Fe_{0,07}Cu_{0,01}...)^{1,02}As_{0,91}S_{1,06}
- Кобальтин никелистый (Co_{0,76}Ni_{0,15}Fe_{0,08}Cu_{0,01}...)^{1,00}As_{0,88}S_{1,11}
- Кобальтин никелистый (Co_{0,75}Ni_{0,21}Fe_{0,06}...)^{1,02}As_{0,89}S_{1,08} 9. Кобальтин никелистый
- Кобальтин никелистый (Co_{0,64}Ni_{0,34}Fe_{0,12}...)^{1,10}As_{0,88}S_{1,00} 11. Кобальтин никелистый
- Халькопирит (Cu_{0,993}Au_{0,003}0,996(Fe_{1,001}Ni_{1,001}Co)_{1,004}S_{2,00} 13. Борнит
- Борнит (Cu_{4,83}Au_{0,004}4,834(Fe_{1,074}Ni_{0,007}1,081S_{4,089}

Примечание: анализы выполнены методом РСМА на приборе JXA-5 в лаборатории ФХМА ИГТ УРО РАН (аналитик Воронина Л.К.).

разом, палладиево-платиновые хромтитаномагнетитовые руды в пироксенит-пегматитовых жилах среди ординарных дунитов не могут рассматривать в качестве аналога, а тем более генотипа, пироксенитовых палладиевых руд Урала, но дают представление о заключительных наиболее низкотемпературных процессах, протекавших в платиновых месторождениях уральского типа. Россыпеобразующая способность рассматриваемых руд уральского типа к заключительным стадиям падает (табл. 2).

Выделение собственно Палладиеносного пояса с зональными ультрамафит-мафитовыми (оливинит-ферроклинопироксенит-горнблендит-метагаббровыми) массивами, специализированными в первую очередь на палладий, золото, серебро, медь, кобальт и другие компоненты обосновано нами в ряде работ [Волченко, Фоминых, Нечеухин, 1990, Волченко, Коротеев и др. 1998, Волченко, Коротеев 2000]. Типовые объекты Палладиеносного пояса – массивы Качканарский, Павдинский, Волковский, Ревдинский, частично Кытлымский и другие, вмещающие десятки проявлений и небольших месторождений малосульфидных и сульфидных золото-палладиевых с медью и кобальтом, а так же комплексных медно-титаномагнетитовых руд (рис. 3). Установлена вещественная (минералого-геохимическая) и структурная дискретность рудоносных комплексов Палладиеносного пояса по отношению к дунит-клинопироксенит-тылаитовой структурно-вещественной ассоциации, формирующей массивы собственно Платиносного пояса [Волченко, Коротеев, 2000, Волченко, Коротеев и др., 2007]. Откартированные нами в огромных карьерах Качканарского массива структурные несогласия полосчатости в оливиновых клинопироксенитах и ферроклинопироксенитах, отчетливая ступенчатость разреза подчеркивается наличием на их контактах реакционных фронтальных зон, сложенных оливиновыми магнетитовыми клинопироксенитами, и насыщенных пятно-блокообразными телами магнетитовых оливинитов и магнетитовых верлитов и жилами сплошной титаномагнетитовой руды (рис. 4). На основе представительной коллекции образцов и проб, собранных по тридцати золото-палладиевым проявлениям и месторождениям собственно Палладиеносного пояса, рассмотрены особенности распределения и формы нахождения в них благородных металлов (таб. 3-5). Установлено, что платиновые металлы и золото присутствуют в объектах Палладиеносного пояса в количестве от сотен мг/т до десятков г/т, при этом средние содержания палладия составляют около 900 мг/т, платины около 120 мг/т, золота около 440 мг/т. Суммарные средние содержания их составляет 1,5 г/т (таб. 3). Собственные минералы благородных металлов впервые выявлены во всех частях разреза Палладиеносного пояса, но наиболее частая встречаемость их установлена во фронтальных и тыловых зонах разреза: в оливинитах, горнблендитах, амфиболовом и амфибол-пироксеновом габбро. Минералы ЭПГ, Ag и Au присутствуют в виде мелких и тонких включений (5x5-5x10 до 25x50 мкм) в парагенезисе с халькопиритом, борнитом, халькозином, кобальтовым пентландитом, роговой обманкой и магнетитом. Отсутствует значимая корреляция меж-

ду количеством сульфидов в породах и рудах (содержания Cu, Ni, Co, S) и содержанием благородных металлов. Большинство рассмотренных проявлений с высокими, граммовыми содержаниями платиновых металлов являются мало-сульфидными (табл. 3). Напротив, на золото-палладиевом проявлении Западное, в зонах ороговикования амфиболовых габбро, при повышенном содержании меди (1,30 мас.%), никеля (0,014 мас.%), кобальта (0,04 мас.%), серы (10,70 мас.%) содержание благородных металлов весьма низкое (палладий-0,12 г/т, платина 0,01 г/т, золото 0,02 г/т). Среди выявленных в проявлениях Палладиеносного пояса собственных минералов благородных металлов резко преобладают теллуриды палладия (котульскиты, кейтконниты, меренскииты) с характерными примесями висмута, ртути, меди (табл. 4). Реже встречаются сульфиды, ртутные арсениды и арсено-теллуриды палладия: высоцкиты, атенеиты, винцентиты (рис. 5). Серебрянные минералы (петцит и, возможно, гессит) встречены в борните в сростках с котульскитом около пластинок халькопирита. Для сульфидов цветных металлов, парагенных с минералами благородных металлов, очень характерны ощутимые примесные количества золота, серебра, палладия (табл. 4). В борните они составляют 0,10-0,41 мас.%, в халькопирите 0,12-16 мас.%, в кобальтовом пентландите 0,20-0,34 мас.%. Для нового перспективного золото-палладиевого проявления "Южная аномалия" (Качканарский массив) из отобранной крупнообъемной пробы с суммарными содержаниями благородных металлов более 1 г/т, выделены флотационные концентраты, содержащие 102,20 г/т палладия, 9,50 г/т платины, 24,28 г/т золота (табл. 5). Значительно ранее для рудопроявления Гусевогорское, характеризующего руды Главной и Западной залежей Качканара, получен коллективный сульфидный концентрат с суммарным содержанием палладия, платины, золота около 1500 г/т [Волченко и др., 1975]. Формирование благороднометального оруденения в проявлениях Палладиеносного пояса Урала происходило как элемент развития рудообразующей системы островодужных габбро (высокоглиноземистых базальтов). Поля устойчивости минеральных ассоциаций палладиевого (золото-палладиевого) оруденения указывают на средние и низкие температуры (600-400°С и менее), при высокой летучести кислорода в рудообразующей системе [Молошаг, Гуляева, Грабежев, 1996]. Аналогичная медно-сульфидная золото-палладиевая минерализация с котульскитом, темагамитом, описанная недавно в магнетитовых ферроклинопироксенитах и амфиболовом габбро одного из комплексов аляскинского пояса [Watkinson D, Melling D, 1992], рассматривается как низкотемпературное гидротермальное образование. По результатам исследования наиболее крупной палладиеносной зоны собственно Палладиеносного пояса (Баронское и Ключевское рудопроявления южного блока Волковского массива) составлен окончательный "Отчет о результатах поисковых работ на металлы платиновой группы и золото в пределах Баронской площади" [Берсенев С.Я., Волченко Ю.А., Аникина Е.В.], защищенный и сданный в ТГФ Уралгеолкома в конце 2005 г. Выполненные в пределах Баронской площади поисковые

работы были направлены на выявление и оценку промышленной значимости нового для Урала малосульфидного золото-палладиевого с платиной оруденения баронского типа [Золоев, Волченко, Коротеев и др., 2002]. Выявленные на этой площади на основе анализа литогеохимических проб рудные геохимические аномалии и рудопроявления были заверены алмазным бурением на двух (Баронском и Ключевском) участках Баронской палладиеносной зоны. Результаты колонкового бурения позволили изучить морфологию и внутреннее строение этой рудоносной зоны. Имеющая дугообразную форму и приуроченная к переходу от габбро к ультрамафитам в южной части Волковского массива, Баронская палладиеносная зона прослежена с перерывами на расстоянии более 4 км при ширине от 100 до 300 метров, и вскрыта многочисленными горными выработками и скважинами до глубины 50-100-150 м. Внутреннее строение зоны (с В на З) определяется переходом от такситовых пироксен-амфиболовых и оливиновых битовнитовых габбро к сильнодеформированным и метаморфизованным пятнисто-полосчатым ультрамафитам, представленным апатитовыми клинопироксенитами, апатитовыми оливинитами и верлитами. На Баронском участке зоны наиболее крупным является Баронское рудопроявление, представленное крутопадающей рудоносной структурой субмеридионального простирания протяженностью более 1 км и шириной около 100 м, прогнозные ресурсы которой по категории P_1 до глубины 100 м оцениваются в 1 тонну при среднем содержании условного палладия 3,01 г/т. На расположенном в 2 км южнее Ключевском участке ЗАО "Баронское Майнинг" выявлено Ключевское рудопроявление, представленное крутопадающей рудной зоной субширотного простирания длиной более 500 м и мощностью 80-120 м. Прогнозные ресурсы Ключевского рудопроявления по категории P_1+P_2 до глубины 100-150 м составили 9,7 т при среднем содержании условного палладия 1,72 г/т. При дополнительных объемах поисковых работ по новой полученной лицензии не исключается вероятность выявления и оконтуривания новых рудных тел с более высокими средними содержаниями благородных металлов. Минералы благородных металлов в рудах баронского типа тесно ассоциируют с сульфидами меди, кобальта, никеля при широко варьирующих количественных соотношениях различных минералов. Эти группы минералов обладают многими признаками совместного образования. Основной объем минералов благородных металлов составляют их выделения размером 5 до 30 мкм. В составе продуктивной ассоциации минералов благородных металлов установлены теллуриды, сульфиды, арсениды, арсено-теллуриды, антимониды палладия, арсениды и сульфиды платины, палладийсодержащее самородное золото и серебро. Формирование золото-палладиевого оруденения баронского типа рассматривается как единый гидротермально-метаморфогенный процесс, протекавший в условиях пониженных температур при постепенном уменьшении фугитивности серы, увеличении фугитивности теллура и мышьяка, возрастании окисленности рудообразующей системы в целом. По результатам изучения руд Баронской палладиеносной зоны химичес-

кий состав малосульфидных золото-палладиевых платиносодержащих руд нового баронского типа представляется следующим (табл. 6).

На Среднем, Северном и Приполярном Урале, в пределах Кваркушско-Каменногорского и Малдинского сегментов Центрально-Уральского поднятия, известны многочисленные кулисообразно расположенные рои и свиты сравнительно мощных (100-400 м и более) и весьма протяженных (от 1-3 до 10 км и более) габбродолеритовых и метадолеритовых даек, трассирующих протягивающийся на многие сотни километров региональный Дайковый пояс Урала, представленный структурно-вещественными комплексами обстановок длительной сквозной эпиплатформенной активизации на пассивной палеоокраине подвижной системы [Волченко, Коротеев, Нестерова, Неустроева, 2006]. Эти образования имеют широкий спектр возрастных датировок от венд-кембрия до девона и раннего карбона включительно. Установлено, что образования Дайкового пояса и разнообразные околодайковые метасоматиты имеют золото-платино-палладиевую специализацию и вмещают многочисленные золото-платинометалльные проявления чурольского, саранинского, малдинского типов (рис. 6, табл. 7). Распределение и формы нахождения ЭПГ в габбродолеритах, метадолеритах и метадиабазам пояса рассматривались нами неоднократно. Выполненные в последние годы детальные исследования на одном из самых крупных габбродолеритовых тел западного склона Среднего Урала привели к открытию здесь нового платино-палладиевого проявления в массиве горы Дублинский Камень [Волченко, Коротеев, Нестерова, Неустроева, 2006]. Этот штокообразный массив габбродолеритов по геологическим и геофизическим данным имеет размеры около 3 на 0,6 км и залегает в терригенно-сланцевых толщах вильвенской свиты венда. По результатам детального структурного и минералогеофизического картирования установлено, что он представляет собой отчетливо дифференцированную интрузию с закономерным изменением по разрезу химического состава и физических (магнитных, плотностных) свойств габбродолеритов, фиксирующих толеитовый тренд их дифференциации. Рудная минерализация в массиве горы Дублинский Камень слагает зону мощностью 70-100 м, прослеженную на расстоянии около 600 м. Ассоциация сульфидных минералов в габбродолеритах минерализованной зоны представлена халькопиритом, пирротинном, пентландитом, пиритом, галенитом, блеклыми рудами. Основная особенность распределения платиновых металлов и золота заключается в их тесной связи с местами концентрации сульфидов меди, железа, никеля. Максимальное суммарное содержание благородных металлов в новых платино-палладиевых проявлениях составляет 2-3 г/т. Постоянно присутствует серебро в количестве от 1 до 3 г/т. Ряд убывания ЭПГ в новых платино-палладиевых проявлениях типичен для Дайкового пояса в целом: палладий, платина, родий, иридий, осмий, рутений. Собственная благороднометалльная минерализация установлена непосредственно в минерализованных габбродолеритах и представлена теллуридами палладия и серебра, а так же никелистыми кобальтинами,

содержащими повышенные примесные количества (до 1-1,5 мас.%) палладия, золота и серебра (табл. 8). Коренные платинометалльные и золото-платинометалльные проявления Горнозаводского сектора Дайкового и Центрально-Уральского поясов связаны с магматитами и метасоматитами различного состава. В частности получены новые данные по золото-платинометалльным проявлениям, связанным с габбродолеритами, пикрит-диабазами, ксенотуфами щелочного состава и прилегающими к ним малоуглеродистыми терригенно-сланцевыми толщами верхнего рифея. В пределах исследованной Горнозаводской части дайкообразные и штокообразные тела распространены широко, слагая фрагменты Дайкового пояса на протяжении 100 км при ширине 7-10 км от Першинской дайки на севере до Ольховской дайки на юге. Распределение платиновых металлов и золота в габбродолеритах, прилегающих пикрит-диабазам и углеродсодержащих сланцах приведены в таблице 9. Суммарное содержание благородных металлов в них составляет от 75-100 мг/т до 800-1000 мг/т и более; отношение палладия к платине в минерализованных габбродолеритах равно 2-4. В ряде проявлений (Саранинском, Восточном, Дублинский Камень и др.) выявлена собственная золото-палладиевая минерализация, представленная боровскитами, боровскитами ртутными, котульскитами, атенеитами, гесситами, паллаdistым золотом и другими минералами, мелкие и тонкие выделения которых находятся в парагенезисе с халькопиритом, пирротинном, пентландитом, кобальтином. Золото-палладиевые проявления выявлены так же в малоуглеродистых терригенно-сланцевых толщах верхнего рифея, представленных углесто-кварцевыми сланцами на участках Кокуйском, Григорьевском, Малая Порожня. Суммарное содержание благородных металлов в них составляет 0,25-0,50 г/т до 1,0-3,0-5,0 г/т. Рудная минерализация в углеродсодержащих сланцах и углестых алевролитах представлена пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом. Установлено, что максимальное содержание благородных металлов связаны с околоинтрузивными и надинтрузивными ореолами дайковых тел, участками проявления разнообразной гидротермальной минерализации. Такая ситуация характерна и для участка р. Малая Порожня, на котором по результатам опробования в углеродсодержащих сланцах в связи с дайковыми образованиями выявлены повышенные содержания платиноидов и золота 0,11-0,20 и 0,70 г/т соответственно. В корях выветривания углестых алевроаргиллитов установлены знаки золота. На этом же участке Малая Порожня выявлена платиноидная минерализация, приуроченная к раннедевонским ксенотуфам щелочно-основного состава. По данным наших анализов содержание палладия в тяжелой фракции, выделенной из ксенотуфов, составляет 0,48 г/т при содержании золота 0,05 г/т (табл. 9). В пробе взятой из коры выветривания этих ксенотуфов сотрудниками ВСЕГЕИ и "Механобр-Аналита" (Рудашевский Н.С. и др.) обнаружены мелкие зерна палладия, представляющие собой хорошо образованные кристаллы размером около 0,1 мм. Состав этих зерен палладия по результатам анализа методами РСМА: палладий-71,50 ат.%, кремний-28,50 ат.%. Та-

**Распределение ЭПГ и золота в габбро-долеритах Дайкового пояса,
прилегающих пикрит-диабазам и углеродсодержащим сланцам
на территории Горнозаводского района Пермского края**

№пп	№ проб	Содержание, мг/т							Материал проб
		Pd	Pt	Au	Rh	Ir	Os	Ru	
1	37	450	227	74	20	<10	17	18	Габбро-долериты с повышенной вкр. сульфидов. Большая дайка у ретранслятора. Сарановский массив
2	ГРЗ	370	230	120	5	<10	<6	<6	Главная минерализованная зона габбро-долеритового массива Дублинский Камень.
3	34	20	21	<20	<5	<10	<6	<6	Габбро-долериты массива Мясной Камень.
4	204	50	<10	<20	<5	<10	<6	<6	Габбро-долериты массива Мясной Камень.
5	203	30	<10	<20	5	<10	<6	<6	Габбро-долериты Воронковской дайки
6	202	30	10	<20	<5	<10	11	<6	Габбро-долериты Бисерской дайки.
7	36	280	120	<20	10	<10	<6	<6	Габбро-долериты Ольховской дайки с повыш. вкр. сульфидов.
8	4270	75	300	10	5	<10	<6	<6	Магнетит-кварцевый сланец около Россохинской дайки габбро-долеритов
9	7-10	10	15	14	<5	40	10	30	Пикрит-диабазы уч-ка Хмелики
10	110А	360	30	14	32	<10	10	70	Пикрит-диабазы в обн. на газопроводе около пос. Теплая Гора.
11	138	221	10	<10	<5	<10	<6	<6	Углеродсодержащие сланцы, уч. Малая Порожня
12	144	<5	15	20	<5	<10	<6	<6	Углеродсодержащие сланцы, уч. Малая Порожня
13	00	480	20	50	20	<10	<6	<6	Ксенотуфы основного щелочного состава тяж. Фр., уч. Малая Порожня.

Примечание: анализы на ЭПГ выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и спектро-фотометрическим методами по аттестованным и сертифицированным методикам с чувствительностью Pt- 10 мг/т, Pd- 2 мг/т, Rh- 5 мг/т, Ir- 10 мг/т, Ru- 6 мг/т, Os- 6 мг/т. (Аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова).

ким образом, в пределах Горнозаводской части Центрально-Уральского и Дайковского пояса реально присутствуют платинопроявления пяти различных формационных типов: Сарановского, Саранинского, Малдинского, Кедровского (Сухоложского), Теплогорского.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Апикина Е.В., Русин И.А., Филиппов В.Н. и др. “Золотопалладиевое оруденение в габбро Тагило-Баранчинского массива (Средний Урал): минералы и минеральные парагенезисы”. Сб. “Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов”. Москва, ИГЕМ, 2002. С. 104-108.

Берсенева С.Я., Волченко Ю.А., Апикина Е.В. “Отчет о результатах поисковых работ на металлы платиновой группы и золота в пределах Баронской площади”. Рукопись, 2005 г. Екатеринбург. Фонды ТГФ. 1 кн. С. 317.

Волченко Ю.А., Нечухин В.М., Радыгин А.И., Саидлер Г.А. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов // Докл. АН СССР, т. 224, 1975, №1. С. 182-185.

Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Вилесов Н.Г. Новые данные по геологии и рудоносности сарановского комплекса (западный склон Урала) // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск, ИГГ УНЦ АН СССР, 1979. С. 70-81.

Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала//Петрология и рудообразование. Свердловск, ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 56-63.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золов К.К. Дискретные парагенетические ассоциации элементов и минералов благородных металлов в мафит-ультрамафитовых комплексах Платиноносного пояса Урала: петро- и рудогенетические следствия // Научная конференция “Чтения А.Н. Заварицкого”. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 34-36.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И., Вилесов В.А. Платиноидное оруденение в габбродиобазах западного склона Урала – новый тип минерализации // Ежегодник-1998, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 1999. С. 101-105.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Платинометальное оруденение палеоостроводужных комплексов Урала: платиноносные и палладиеносные пояса // III Уральское металлогеническое совещание “Металлогения и геодинамика Урала”. Тез. докл. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2000. С. 94-98.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Воронина Л.К., Нестерова С.И. Парагенезис платино-палладиевых минералов в комплексах собственно Платиноносного пояса Урала // Вестник УрО РМО, № 4, Екатеринбург, 2005, С. 36-49.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Нестерова С.И., Неустроева И.И. Новые платино-палладиевые проявления Дайковского пояса на западном склоне Среднего Урала // Ежегодник-2005, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2006. С. 340-347.

Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа // Литосфера, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2007, в печати 63 с.

Золов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрылов В.Н. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала // Монография, 2002. 199 с. ДПР по Уральскому региону, ОАО “УГСЭ”, Екатеринбург.

Молошаг В.П., Гуляева Т.Я., Грабежесев А.И. Фугометрия рудно-метасоматических систем Урала // Ежегодник-1996. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 1997. С. 166-168.

Нечухин В.М., Волченко Ю.А., Фоминых В.Г. Титаномагнетитовые системы // Гл. 5. В кн. Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. Москва, “Наука”, 1990. С. 79-96.

Чащухин И.С., Волченко Ю.А., Самсонов Г.П. Флюидно-метасоматическая модель генезиса хромитовых руд в альпиногипных гипербазитах на примере Кемпирсайского массива // Геодинамика и металлогения Урала. Материалы к II Уральскому металлогеническому совещанию. Свердловск. Изд. ГКП ПО “Уралгеология”, 1991. С. 173-174.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г. и др. Новая версия оливин-хромшпинелевого геотермометра // Ежегодник-1995, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 1996. С. 125-129.

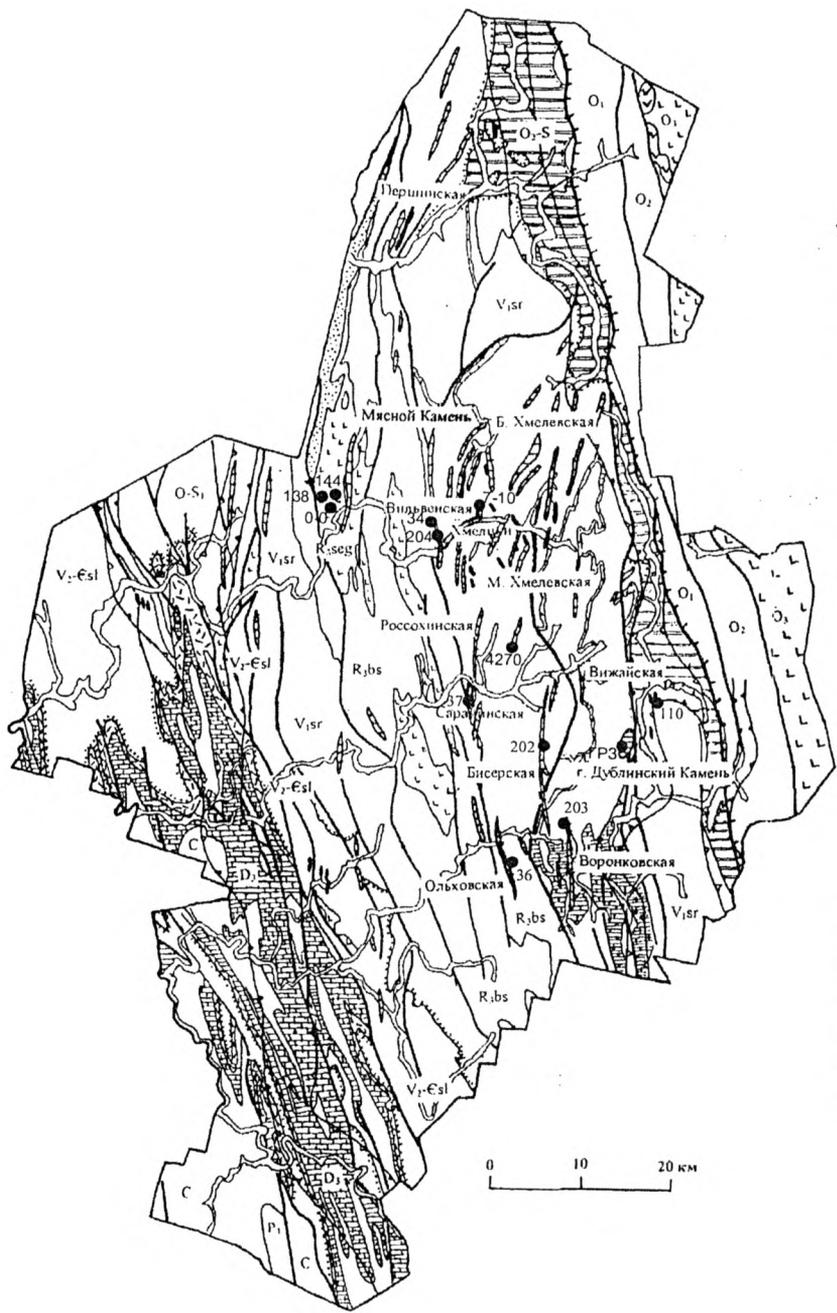
Ярош П.Я., Фоминых В.Г. Платиноиды в хромтитаномагнетит-пироксенитовой жиле Косьвинского дунитового тела Кытлымского массива // Ежегодник-1975. Свердловск, ИГГ УНЦ АН СССР, 1976. С.100-101.

Watkinson D.H., Melling D.R. Hydrothermal origin of platinum-group mineralization in low-temperature copper sulfide-rich assemblages, Salt Chuck intrusion, Alaska // Econ. Geol.-1992. 87, №1. С. 175-184.

ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ГОРНОЗАВОДСКОГО РАЙОНА (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)*

Коренные платинометальные и золото-платинометальные проявления Горнозаводского района связаны с магматитами и метасоматитами различного состава Центрально-Уральского и Дайкового поясов [1, 2]. В работе представлены новые данные по золото-платинометальным проявлениям, связанным с габбро-долеритами Дайкового пояса, пикрит-диабазами, ксенотуфами щелочного состава и прилегающими к ним малоуглеродистыми сланцами. В пределах Горнозаводского района дайковые и штокообразные тела габбро-долеритов распространены широко и проявлены в виде фрагмента Дайковсго пояса на протяжении 100 км при ширине 7-10 км от Першинской дайки на севере до Ольховской дайки на юге (рисунок). Суммарное содержание благородных металлов составляет от 75-100 мг/т до 800-1000 мг/т и более [3, 4], отношение палладия к платине в минерализованных габбро-долеритах составляет 2-4. В ряде проявлений (Саранинское, Восточное, Дублинский Камень) выявлена собственная золото-палладиевая минерализация, представленная боровскитами, боровскитами ртутными, котульскитами, атенеитами, гесситами, паллаdistым золотом и другими минералами, мелкие и тонкие выделения которых находятся в парагенезисе с халькопиритом, пирротином, пентландитом и кобальтином. Золото-палладиевые проявления выявлены также в малоуглеродистых терригенно-сланцевых толщах, представленных углисто-кварцево-слюдистыми сланцами на участках Кокуйском, Григорьевском и Малая Порожня. Суммарное содержание благородных металлов в них составляет 0,25-0,50 г/т, а на участках Кокуйском и Григорьевском до 3-5 г/т. Рудная минерализация в углеродсодержащих сланцах и углистых алевролитах представлена пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом. Установлено, что максимальные содержания благородных металлов связаны с близинтрузивными и надинтрузивными ореолами дайковых тел, участками проявления разнообразной гидротермальной минерализации. Такая геологическая ситуация характерна и для участка Малая Порожня, на котором по результатам опробования в углеродсодержащих сланцах в связи с дайковыми образованиями выявлены повышенные содержания благородных металлов. И содержания платиноидов 0,11-0,20 г/т, содержания золота 0,7 г/т. В корях выветривания углистых алевроаргиллитов выявлены знаки золота. На этом же участке р. Малая Порожня выявлена платиноидная минерализация, приуроченная к раннедевонским ксенотуфам щелочно-основного состава. По данным анализов, выполненных в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН, содержания палладия в тяжелой фракции выделенной из ксентуфов со-

*Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского // Пермь, Изд-во ПГУ, 2007. С. 239-243.



Условные обозначения

- 1 Q
- 2 P₁
- 3 C
- 4 L₁D₁L₁
- 5 V₁D₁V₁
- 6 O₁S₁
- 7 V₁εsl
- 8 V₁sr
- 9 V₁vl₁
- 10 L₁V₁kv₁L₁
- 11 R₃bs
- 12 L₁R₃εsl
- 13 R₃os
- 14 L₁R₃L₁
- 15 D₂
- 16 O₁S
- 17 L₁O₁L₁
- 18 O₂
- 19 O₁
- 20 VBS₂D₁
- 21 εV
- 22 εsgV
- 23 v₁v₁v₁S₂
- 24 a₁/δ₁
- 25 a₁/ε₁
- 26 a₁/v₁
- 27 ●

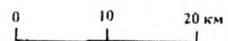


Рис. 1. Условные обозначения.

1 - аллювиальные отложения, 2 - аргиллиты, песчаники, конгломераты, 3 - известняки, песчаники, аргиллиты, сланцы, 4 - известняки, доломиты, сланцы, песчаники, 5 - песчаники, аргиллиты, конгломераты, 6 - глинистые сланцы, песчаники, мергели, 7 - песчаники, алевролиты, аргиллиты, 8 - сланцы, конгломераты, песчаники, известняки, 9 - кварцито-песчаники, 10 - базальтовые порфириды и их туфы, 11 - сланцы, кварцитопесчаники, базальтоиды и их туфы, 12 - кератофиры, порфириды, фельзиты и их туфы, 13 - кварциты, 14 - сланцы, 15 - глинистые сланцы с прослоями известняков и доломитов, 16 - известняки и доломиты, 17 - базальтовые и диабазовые порфириды и их туфы, 18 - сланцы с прослоями порфиритов и кварцитопесчаников, 19 - сланцы с прослоями базальтовых порфиритов и кварцитопесчаников, 20 - габбро-диабазы, диабазы, щелочные диабазы, 21 - пикриты, пикрит-диабазы, 22 - серпентиниты по дунитам и перидотитам, 23 - габбро, 24 - тектонические нарушения (а - разломы, б - надвиги), 25 - геологические границы (а - согласные, б - несогласные), 26 - границы мезокайнозойских депрессий, 27 - места отбора проб на платиновые металлы.

ставляет 0,48 г/т, при содержании золота 0,05 г/т, платины и родия – 0,02 г/т (табл.). В пробе, взятой из коры выветривания этих ксенотуфов, сотрудниками ВСЕГЕИ и “Механобр Аналита” (Н.С. Рудашевский и др.) обнаружены мелкие зерна палладия, представляющие собой хорошо образованные октаэдры с гладкой поверхностью размером около 0,1 мм. Состав зерен палладия по результатам анализа методами РСМА Pd – 71,50 ат.%, Si – 28,5 ат.%. Таким образом, в пределах Горнозаводского района реально присутствуют платинопроявления пяти различных формационных типов: сарановского, саранинского, малдинского, кедровского (сухоложского), теплогорского.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Новые и перспективные типы платинометального оруденения Урала // Гелогия и металлогения Урала. Кн.1. г. Екатеринбург. ОАО УГСЭ. 1998. 238-255.
2. Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала // Екатеринбург. 2001. 199 с.
3. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Нестерова С.И. и др. Новые платинопалладиевые проявления дайкового пояса на западном склоне Среднего Урала // Ежегодник-2005 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 2006. 340-347.
4. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустрова И.И., Вилисов В.А. Платиноидное оруденение в габбродиабаззах западного склона Урала – новый тип минерализации // Ежегодник-1998 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1999. 101-105.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В ХРОМИТОНОСНЫХ РАЗРЕЗАХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА*

Длительная история формирования и преобразования альпинотипных комплексов в зонах океанического рифтинга и островодужной трансформации предопределила типы распределения платиновых металлов, позицию и состав присутствующей хромит-платинометальной минерализации. Впервые установлено, что дуниты альпинотипных комплексов Урала имеют двойственный характер специализации по платиновым металлам. Наряду с дунитами, специализированными в основном на тугоплавкие платиноиды, присутствуют дуниты, обогащенные и легкоплавкими платиноидами. В целом содержание ЭПГ в дунитах составляет менее и около 100 мг/т, при этом доля легкоплавких платиноидов (Pd, Pt, Rh) составляет 40-50% от суммы всех ЭПГ в дунитах. Аномальные распределения их характерны для околорудных контактовых зон и надрудных сульфидоносных дунитов. Установлено, что платинометальная минерализация присутствует в связи с хромитовыми рудами всех частей разреза альпинотипных комплексов Урала [1-3]. Нами выделяются четыре типа геологических обстановок и, соответственно, четыре типа сопряженной хромовой и платинометальной минерализации.

Первый тип - Кракинский, лерцолит-гарцбургитовый (с резко подчиненными дунитами), характеризующий разрезы ультрамафитов с высокоглиноземистыми маложелезистыми хромшпинелидами. Руды специализированы на тугоплавкие платиноиды и платину. Собственные минералы присутствуют в виде твердых растворов и интерметаллидов тугоплавких платиноидов. Содержания ЭПГ в рудах этого типа от 1-5 до 30 г/т. Ряд убывания платиновых металлов: Pt, Os, Ru, Ir, Pd, Rh. Характерен слабо фракционированный унаследованный субхондритовый тип распределения ЭПГ. Кракинский тип возникает уже на ранней стадии магматического деплетирования и характерен для слабо истощенных разрезов альпинотипных комплексов.

Более детально остановимся на второй (Кимперсайской) обстановке, приводящей к образованию наиболее масштабного хромит-платинометального оруденения. Он связан с дунит-гарцбургитовыми разрезами альпинотипных комплексов Урала, вмещающими месторождения высокохромистых и низкоглиноземистых маложелезистых хромовых руд. Для этих сильно истощенных и флюидизированных разрезов распределение платиноидов описывается сильно фракционированной нормированной кривой анхондритового типа. Специализация руд этого типа определяется тугоплавкими платиноидами - Os, Ir, Ru. Соб-

*Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Материалы междунар. научн. конф. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2007. С. 107-111.

**Состав минералов платиновых металлов
в высокохромистых хромитовых рудах Кимперсея, мас.%**

№ пп	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Cu	Ni	Fe	S	As	Сумма
1	12,9	3,8	40,5	3,0	-	0,4	-	0,4	1,1	37,0	2,5	101,6
2	13,1	3,4	41,0	3,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	35,6	2,6	100,2
3	19,1	3,1	37,8	3,2	0,3	0,3	0,1	0,1	0,3	34,3	3,6	102,2
4	20,3	4,9	36,0	2,4	-	-	0,3	0,9	1,6	31,0	1,9	99,3
5	53,8	9,0	5,9	0,5	0,6	0,2	0,4	1,3	1,5	27,0	0,9	101,1
6	49,4	38,3	4,4	-	0,6	-	0,7	0,5	0,2	-	-	94,1
7	40,2	38,4	3,5	0,5	1,6	0,2	0,8	0,2	1,8	-	-	87,2
8	45,1	15,0	5,2	0,7	0,3	0,2	0,4	9,8	5,0	-	-	81,7
9	38,2	55,2	1,9	-	1,3	-	1,0	0,4	0,2	-	-	0
10	30,7	56,0	-	-	2,7	-	0,9	0,4	0,3	-	-	91,0
11	0,2	56,0	0,2	4,9	0,1	0,3	9,6	1,1	2,0	21,0	-	95,4
12	0,1	40,0	0,2	0,3	0,5	0,2	5,9	19,0	6,3	29,0	-	101,5
13	39,7	2,3	17,1	-	0,1	-	0,2	0,5	0,2	10,5	29,6	100,2
14	14,0	43,0	5,5	1,7	0,6	-	0,9	0,4	0,2	10,0	25,8	102,4

Кристаллохимические формулы минералов

1. Лаурит $(Ru, Os, Rh \dots)_{0,95} (S, As)_{2,05}$
2. Лаурит $(Ru, Os, Rh \dots)_{0,96} (S, As)_{2,04}$
3. Лаурит осмиевый $(Ru, Os, Rh \dots)_{0,97} (S, As)_{2,03}$
4. Лаурит осмиевый $(Ru, Os, Rh \dots)_{1,08} (S, As)_{1,92}$
5. Эрликманит $(Os, Ru, Ir \dots)_{1,04} (S, As)_{1,96}$
6. Иридосмин $Os_{0,49} Ir_{0,38} Ru_{0,08 \dots}$
7. Иридосмин $Os_{0,42} Ir_{0,39} Ru_{0,07 \dots}$
8. Иридосмин $Os_{0,37} Ni_{0,26} Fe_{0,14} Ir_{0,12} Ru_{0,08 \dots}$
9. Осмирид $Ir_{0,53} Os_{0,37} Ru_{0,03 \dots}$
10. Осмирид $Ir_{0,59} Os_{0,33 \dots}$
11. Сульфид иридия и меди (ксингшонгит) $(Ir_{0,48} Cu_{0,25} Ni_{0,03 \dots})_{0,92} S_{1,08}$
12. Сульфид иридия и никеля (ксингшонгит?) $(Ir_{0,25} Ni_{0,39} Cu_{0,11 \dots})_{0,91} S_{1,09}$
13. Осарсит $(Os_{0,56} Ru_{0,45} Ir_{0,03 \dots})_{1,08} As_{1,05} S_{0,87}$
14. Ирарсит $(Ir_{0,64} Os_{0,21} Ru_{0,15 \dots})_{1,12} As_{0,98} S_{0,90}$

Примечание. Состав минералов изучен на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в Институте геологии и геохимии УрО АН СССР (аналитик Л.К. Воронина.). Прочерк- элемент не обнаружен.

ственные минералы присутствуют в виде сульфидов, сульфоарсенидов и интерметаллидов тугоплавких платиноидов (табл. 1). Суммарное содержание платиновых металлов в рудах 0,5-1-2 г/т и более. Названный Кимперсайским этот тип хромит-платиноидного оруденения сформирован по-видимому в астенос-

**Распределение платиновых металлов
в густовкрапленных хромитовых рудах Кемпирсайского типа
СОП «ПТМ-Алмаз»**

№пп	Содержание минералов в руде, мас. %	Содержание, мг/т					
		Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
1*	74,3	<u>434,5**</u> 322,8	<u>172,5</u> 133,7	<u>83,3</u> 66,9	<u>12,6</u> 9,4	<u>19,0</u> 14,1	<u>7,7</u> 5,7
2	14,0	<u>50,5</u> 7,1	<u>24,0</u> 3,4	<u>89,0</u> 12,5	<u>3,0</u> 0,4	<u>4,0</u> 0,6	<u>15,5</u> 2,2
3	5,4	-	-	-	-	-	-
4	2,3	<u>120,0</u> 2,8	<u>65,0</u> 1,5	<u>70,0</u> 1,6	<u>9,0</u> 0,21	<u>3,0</u> 0,07	<u>14,5</u> 0,33
5	1,6	<u>96,0</u> 1,5	-	<u>92,0</u> 1,5	<u>2,0</u> 0,05	<u>4,0</u> 0,06	<u>10,0</u> 0,16
6	1,6	-	-	-	-	-	-
7	0,6	<u>29,0</u> 0,17	<u>127,0</u> 0,8	<u>61,3</u> 0,37	<u>2,0</u> 0,01	<u>200,0</u> 1,2	<u>21,0</u> 0,13
8	0,07	<u>29500</u> 20,7	<u>31000</u> 21,7	<u>27000</u> 18,9	<u>3600</u> 2,5	<u>9500</u> 6,7	<u>900</u> 0,6
9	0,10	-	-	-	-	-	-
10	100,0	355,1	161,1	101,8	12,6	22,7	9,1
11	-	300,0	120,0	129,0	5,0	14,0	4,0

* Обогащенные фракции минералов: 1 – хромшпинелида, 2 – серпентина, 3 – оливина, 4 – талька, 5 – хлорита, 6 – брусита, 7 – амфибола ряда тремолит-паргасит, 8 – сульфидный концентрат (в пересчете на 100 % сульфидов), 9 – прочие акцессорные минералы, 10 – густовкрапленная хромитовая руда (приближенные балансовые содержания), 11 – то же, исходная хромитовая руда (Хср.), 12 – приближенные данные, технологический баланс (Хср.).

** В числителе – содержание элемента в обогащенной фракции минерала, в знаменателе – доля элемента, приходящаяся на минерал, с учетом его количества в исследованной исходной руде руде.

Анализы на платиновые металлы выполнены химико-спектральным и спектрофотометрическим методами в Платиновой группе Института геологии и геохимии УрО РАН (аналитики И.И. Неустроева., О.А. Березикова)

ферных условиях при участии глубинных высоконагретых восстановленных флюидов [4]. Для наиболее распространенных густовкрапленных хромитовых руд Кимперсайского типа на основе изучения крупнообъемной пробы “СОП ПТМ-Алмаз” массой 300 кг рассчитаны минералого-геохимические балансы (табл. 2), а также технологические балансы и средние содержания по данным многочисленных прямых определений (табл. 3). Тугоплавкие платиноиды, составля-

**Содержание платиновых металлов в высокохромистых
хромитовых рудах Кемпирсая**

№ п/п	Кол-во анализов	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
1	8	<u>300</u> 158-424	<u>120</u> 45-170	<u>129</u> 71-250	<u>5</u> 1-10	<u>14</u> 6-27	<u>4</u> 1-10
2	6	355,1	161,1	101,8	12,6	22,7	9,1
3	6	370,0	180,0	120,0	10,0	5,0	2,0

Примечание. 1 – густовкрапленная хромитовая руда, СОП “ПТМ-Алмаз”; содержание по данным прямых определений в параллелях, исходная руда. 2 – густовкрапленная хромитовая руда приближенное балансовое содержание по данным минералого-геохимического баланса. 3 – густовкрапленная хромитовая руда, приближенное балансовое содержание по данным технологического баланса.

Анализы на платиновые металлы выполнены химико-спектральным и спектро-фотометрическим методами в Платиновой группе Института геологии и геохимии УрО РАН (аналитики И.И. Неустроева., О.А. Березикова)

ющие более 90% от общего количества ЭПГ в исследованной хромитовой руде на 70-80% заключены в хромшпинелидах, содержащих весьма тонкие их включения (от 1-2 до 50-100 мкм), а также сульфидов цветных металлов. Количество микронных выделений абсолютно преобладает, что согласуется с отсутствием аномальных (ураганных) содержаний платиновых металлов в больших аналитических выборках как по хромитовым рудам, так и по продуктам их обогащения. В целом, для руд этого типа характерен сильно фракционированный анхондритовый тип распределения ЭПГ при следующем ряде их убывания: Os, Ir, Ru, Pt, Rh, Pd. Важно, что средние пропорции платиноидов (в первую очередь Os, Ir, Ru) для ведущих минеральных их форм в исследованных рудах Кимперсайского типа (табл. 1) близки к имеющим выдержанный характер пропорциям ЭПГ в густовкрапленных хромитовых рудах пробы ПТМ-Алмаз, и концентратах и промпродуктах из нее (табл. 2, 3). Полученные данные ставят под сомнение известные представления о ведущей роли неминерально-примесных форм платиновых металлов в хромовых шпинелях и рудах Кимперсайского типа вообще.

Третий тип (Нуралинско-Верхнейвинский) характеризует гарцбургит-дунитовые разрезы периферических зон перехода к краевому полосчатому комплексу со среднехромистыми железистыми низкотитанистыми хромшпинелидами. Руды специализированы на тугоплавкие платиноиды при следующем ряде убывания: Ru, Os, Ir, Pd, Pt, Rh. Собственные минералы в рудах третьего типа представлены сульфидами, интерметаллидами и твердыми растворами платиновых металлов. В целом для этих руд характерен также сильно фракционированный анхондритовый тип распределения. Содержания ЭПГ в рудах этого типа от 1-2 до

5-10 г/т и более. Этот Нуралинско-Верхнейвинский тип хромит-платиноидных руд обладает геохимическими чертами ранних ассоциаций и одновременно содержит следы поздней трансформации альпинотипных комплексов.

Четвертый тип – Шандашинский платино-палладиевый, иногда с серебром и золотом, характеризует дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые разрезы краевого полосчатого комплекса с высокотитанистыми, высокожелезистыми и высокоглиноземистыми хромшпинелидами. Руды специализированы на легкоплавкие платиноиды (Pt, Pd, Rh), также присутствуют золото и серебро. Собственные минералы представлены интерметаллидами, сульфоарсенидами, арсенидами и антимонидами ЭПГ. Суммарные содержания платиновых металлов в рудах 1-5-15 г/т. В целом для руд Шандашинского типа характерен сильно, предельно фракционированный тип распределения ЭПГ.

Таким образом основной тренд распределения ЭПГ в альпинотипных хромитоносных комплексах Урала заключается в закономерной эволюции от слабо фракционированного субхондритового распределения в типе 1 до отчетливо и сильно фракционированного анхондритового распределения в типах 2 и 3, и предельно фракционированного в типе 4. Анализ всех материалов по платиноносности альпинотипных мафит-ультрамафитовых комплексов Урала свидетельствует о более сложной чем предполагалось, картине фракционирования благородных металлов в этих образованиях. В процессе эволюции альпинотипных комплексов и их трансформации в надсубдукционных обстановках степень фракционирования ЭПГ нарастает, в системе появляется золото и серебро, которые входят в ПАЭМ благородных металлов. Возникновение крупномасштабного Ru-Ir-Os платиноидного оруденения связано с более ранней историей формирования этих комплексов. Общая оценка условий хромит-платиноидного рудообразования в дунитах лерцолит-гарцбургитовых разрезов и дунит-гарцбургитовых разрезов Кимперсайского типа [3, 4] свидетельствует о восстановленном характере рудообразующих флюидов при трансформации альпинотипных комплексов на субокеанической стадии их эволюции. Состав рудообразующих флюидов при формировании глиноземистых руд типов 3 и 4 совершенно иной: значение фугитивности кислорода в платиносодержащих глиноземистых хромититах и вмещающих ультрамафитах на порядки выше, чем в высокохромистых рудах, что говорит о существенно углекислом составе рудообразующего флюида. Все это дает основание связывать формирование глиноземистых хромит-платинометалльных руд с надсубдукционными обстановками трансформации альпинотипных комплексов на островодужной стадии развития подвижной системы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромовых рудах Урала // Петрология и рудообразование. Инф. материалы ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1986. С. 56-63.

2. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Новые и перспективные типы платинометального оруденения Урала. Геология и металлогения Урала. Кн. 1. Екатеринбург, ОАО УГСЭ, 1998. С. 238-255.
3. Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2002. 199 с.
4. Чащухин И.С., Волченко Ю.А., Самсонов Г.П. Флюидно-метасоматическая модель генезиса хромовых руд в альпинотипных гипербазитах на примере Кимперсайского массива. Геодинамика и металлогения Урала. Материалы II Уральского металлогенич. совещ. Свердловск, 1991. С. 173-174.
5. Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г. и др. ЯГР- спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург, 1996. 136 с.

**СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОМПЛЕКСОВ
ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ
ХРОМИТ-ПЛАТИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
УРАЛЬСКОГО ТИПА***

Часть 1

**Институт геологии и геохимии УрО РАН 620151,
г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7, e-mail: ivanovks@igg.uran.ru*

***Бюро горно-геологических исследований
Авеню Клод-Жиллемин, 3, BP 6009, 45060 Орлеан, Франция,
e-mail: t.auge@brgm.fr*

Платиноносный пояс Урала имеет островодужную природу, он сложен продуктами кристаллизации разноглубинных выплавок, генерировавшихся над зоной субдукции. Так, основная часть дунитов, клинопироксенитов и оливин-анортитовых габбро Пояса образовалась в результате взаимодействия андезитовидных расплавов, поднимавшихся от силурийской зоны субдукции, с ультраосновными породами вышележащего «мантийного клина». На основе исследования равновесных парагенезисов сосуществующих минералов дунитов и хромит-платинометалльных руд (хромшпинелидов, оливинов, платины) в зональных мафит-ультрамафитовых комплексах Урала установлена гетерогенность рудовмещающих дунитов и руд уральского типа. Наряду с наиболее распространенными ординарными (фоновыми) дунитами, образование которых происходило во время магматической стадии, существуют разнообразные другие, возникающие на постмагматической стадии их преобразования под воздействием флюидов и деформаций при перемещении на уровень верхней коры в условиях падающих температур и давлений. Среди ординарных дунитов впервые выявлены парные (негативные и позитивные) геохимические аномалии по платине и установлена стандартная мегазональность дунитовых тел: фоновый дунит-негативная геохимическая аномалия-позитивная геохимическая аномалия (хромит-платиновое рудное тело). Все крупные хромит-платинометалльные концентрации и сопряженные негативные ореолы в дунитах связаны с зонами хрупких деформаций, определяемыми тремя основными направлениями структурных элементов: субмеридиональным, субширотным, северо-западным.

Ключевые слова: *Платиноносный пояс, Урал, дуниты, платина, хромит-платинометалльные руды.*

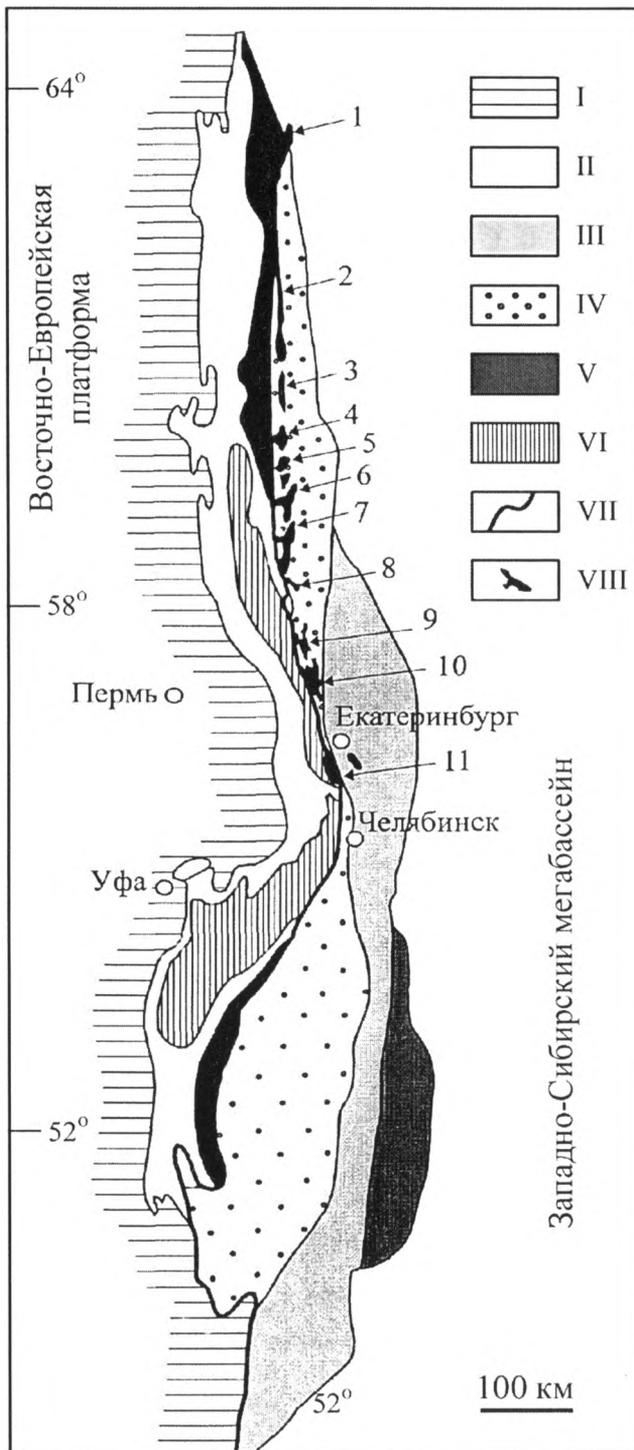
STRUCTURAL-SUBSTANTIAL EVOLUTION OF THE URALS PLATINIFEROUS BELT'S COMPLEXES IN THE TIME OF URALIAN TYPE CHROMITE-PLATINUM DEPOSITS FORMATION PART I

The Urals Platiniferous Belt has an island-arc nature, it is composed with products of crystallization of different depth melts, which has been generated over the subduction zone. Thus, the main part of the Belt's dunites, clinopyroxenites and olivine-anortite gabbro have been formed in the result of interaction of the andesitoid melts uplifted from the Silurian subduction zone with ultrabasic rocks of the overlying «mantle wedge». On the base of the researches of equiponderous parageneses of coexisting minerals of dunites and chromite-platinometal ores (chrome-spinellids, olivines, platinum) in zonal mafite-ultramafite Urals complexes heterogeneity of ore-enclosing dunites and the Uralian type of ores was established. Side by side with mostly wide-spread ordinary (background) dunites, which formation occurred during a magmatic stage, there exist variable other ones, occurring at a post-magmatic stage under the influence of fluids and deformations during their dislocation to the upper crust level under conditions of falling temperatures and pressures. The pair (negative and positive) geochemical anomalies on platinum among ordinary dunites were exposed for the first time and was established megazonality of dunite bodies: background dunite-negative geochemical anomaly-positive geochemical anomaly (chromite-platinum ore body). All huge chromite-platinometal concentrations and conjugate negative aureoles in dunites are connected with zones of frail deformations determined by three main directions of structural elements: submeridional, sublatitudinal and north-western.

Key words: *Platiniferous belt, the Urals, dunites, platinum, chromite-platinometals ores.*

Введение

Начало изучения платиновых руд на Урале относится к времени открытия здесь первых в мире россыпей платины и осмистого иридия (1819-1824 г.г.) и выявления первых в мире проявлений коренных платиновых руд в дунитах Нижнетагильского массива (1892-1898 г.г.). Благодаря трудам многих поколений исследователей, Урал был и остается эталонным полигоном мирового значения при изучении генезиса месторождений платиновых руд в хромитоносных дунитах зональных мафит-ультрамафитовых комплексов уральского (урало-алаянского) типа. Уральский тип коренных месторождений платиновых с осмистым иридием руд впервые был выделен Н.К. Высоцким (1913, 1923), а позднее детализирован А.Н. Заварицким (1928), А.Г. Бетехтиным (1935) и др. В объеме руд уральского типа, связанных в первую очередь с дунитовыми членами глубинных массивов габбро-пироксенит-дунитовой формации Платиноносного пояса Урала (рис.1) данные исследователи на основе минералого-геохимических критериев выделяли три типа платинопроявлений, различающихся относительно-



ной степенью связи хромшпинелидов и платины, морфологией, размером и составом выделений платины в хромшпинелидах и оливинах: хромитовый, дунитовый и промежуточный (переходной) типы (Высоцкий, 1923; Бетехтин, 1935; Кашин и др., 1956). При этом отмечалось, что для платинопроявлений хромитового типа характерна относительно крупная, часто самородковая платина крайне сложной ксеноморфной формы, содержащая повышенные количества платины и иридия. Напротив, для платинопроявлений дунитового (и, отчасти, пе-

Рис. 1. Схема зональности Урала, демонстрирующая геолого-структурную позицию Платиноносного пояса (по (Иванов, Ефимов, 1975)).

I - Предуральский прогиб, II - Западно-Уральская мегазона, III - Восточно-Уральская зона, IV - Магнитогорская и Тагильская зоны, V - Зауральская зона, VI - Центральная Уральская зона, VII - Главный Уральский разлом, VIII - мафит-ультрамафитовые комплексы: 1 - Хорасюрский; 2 - Чистопский; 3 - Помурский; 4 - Денежкин Камень; 5 - Кумбинский; 6 - Кытлымский; 7 - Павдинский; 8 - Качканарский; 9 - Баранчинский; 10 - Тагильский; 11 - Ревдинский.

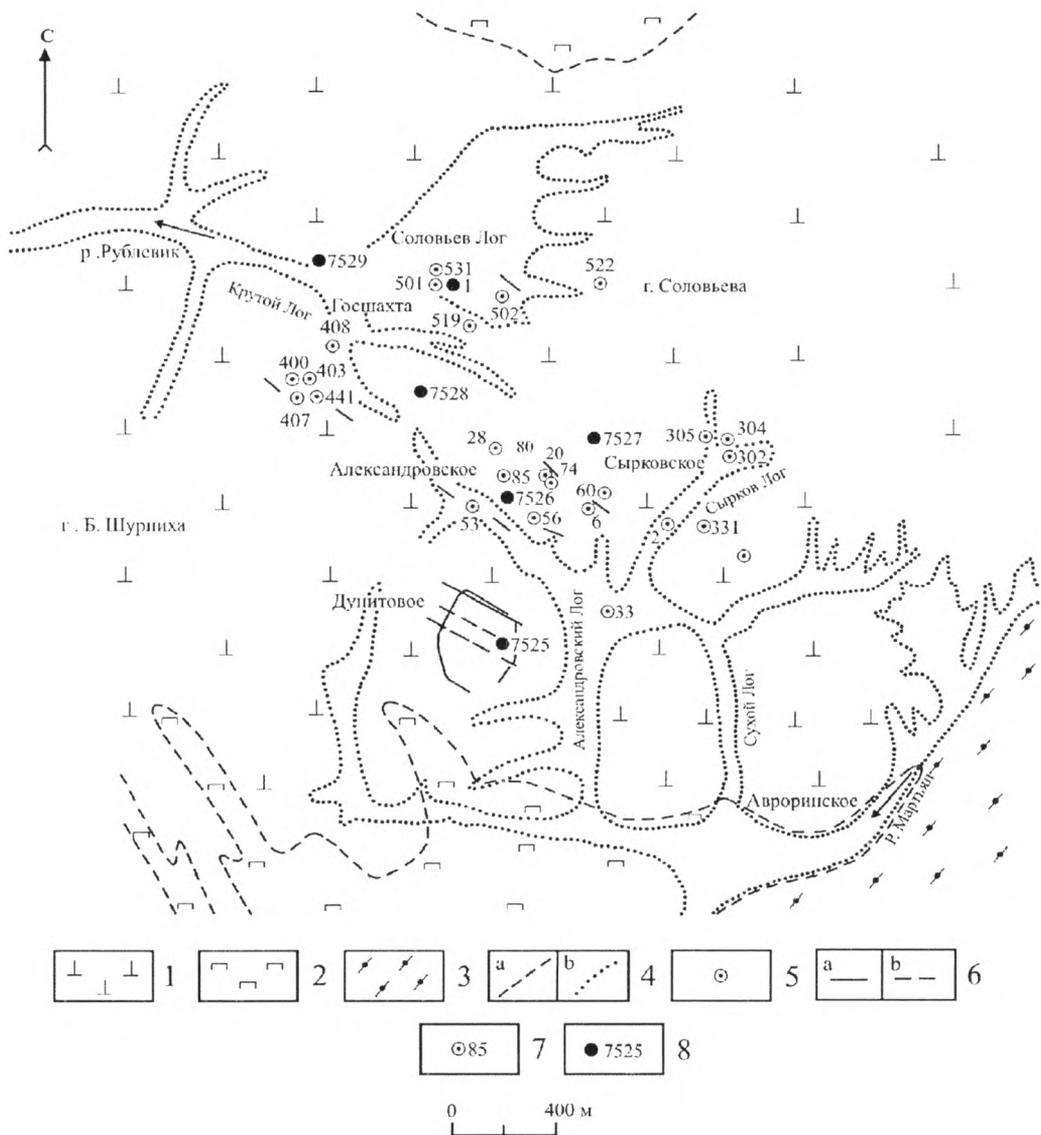


Рис. 2. Схема размещения коренных платинометалльных месторождений и рудопроявлений в дунитах горы Соловьёвой (Нижнетагильский массив).

1 - дуниты; 2 - клинопироксениты; 3 - кыглымиты; 4 - границы: а - геологических комплексов; б - платиноносных логов; 5 - штоко-трубообразные тела брекчиевидных и петельчатопятнистых хромит-платиновых руд (хромитовый подтип оруденения); 6 - линейные непрерывные (а) и прерывистые (б) зоны вкрапленно-мелкопрожилковых хромит-платиновых руд (дунитовый подтип оруденения); 7 - номера платинометалльных месторождений и рудопроявлений по первичным геологическим материалам треста "Уралплатина" № 501-Госшахта; 8 - местонахождение и номера глубоких скважин структурного бурения.

реходного) типа характерна относительно мелкая идиоморфная платина, содержащая повышенные количества железа, меди, никеля и пониженные – платины и иридия. По результатам отработки хромит-платиновых руд этих типов в Нижнетагильском и других платиноносных комплексах проявились структурно-морфологические особенности коренных месторождений платины. Подтвердились предположения о широком развитии в дунитах гнездообразных и трубообразных платиноносных рудных тел с гнездово-струйчатыми, петельчатыми и брекчиевидными текстурами руд. Наряду с ними были выявлены линейные прерывистые и непрерывные хромитоносные зоны крутопадающих каемчатых линз и жил с четковидным линзообразно-прожилковым и струйчато-полосчатым строением (рис.2).

Относительная степень опойскованности и изученности отдельных мафит-ультрамафитовых комплексов Платиноносного пояса Урала резко различна. К наиболее изученным его объектам относятся Нижнетагильский комплекс (г. Соловьева), Качканарский комплекс (массивы Светлый бор, Вересовый бор), Кытлымский комплекс (Каменно-Косьвинский массив) и др. В целом, несмотря на очевидные успехи в изучении коренных хромит-платиновых руд уральского типа, которые прежде всего связаны с именами Л. Дюпарка, Н.К. Высоцкого, А.Н. Заварицкого, А.Г. Бетехтина и других, многие принципиальные вопросы их геохимии, минералогии и металлогении требовали дальнейших исследований на современном аппаратурном уровне для обоснования генетической модели формирования и разработки научных критериев прогнозирования. Исследования последних десятилетий в этом направлении как на Урале, так и в других регионах России, базировались главным образом на материалах платиновых россыпей, поскольку за последние полвека в дунитах собственно Платиноносного пояса Урала и в аналогичных образованиях различных регионов Сибири и Дальнего Востока не было выявлено ни одного нового коренного платино-металльного месторождения. Ситуация изменилась в последние годы, когда на основе разработанных новых критериев концентрированного платинового оруденения нами в дунитах массива г. Соловьевой (Н-Тагильский комплекс) были открыты новые платиноворудные зоны [Волченко, 1999; Волченко и др., 2000]. Геолого-структурные и минералого-геохимические исследования, проведенные на новых платинопроявлениях (Дунитовом и Сырковском), в сочетании с обширными дополнительными материалами, собранными и проанализированными нами по известным, ныне отработанным крупным месторождениям (Госшахта, Крутой Лог, Александровское и др.), обеспечили необходимую основу для рассмотрения вопроса о структурной и вещественной эволюции процесса формирования горных пород и хромит-платиновых руд при образовании платиновых месторождений уральского типа.

Район Нижнетагильского массива является старейшим и крупнейшим на Урале центром добычи коренной и россыпной платины. Вслед за открытием в 1824 году в северной части Тагило-Баранчинского комплекса первой на Урале чисто платиновой россыпи по р. Орулихе, в 1827 г. непосредственно в пределах

Нижнетагильского дунитового массива были открыты россыпи по р. Захаровке и многочисленные платиновые россыпи ложкового типа по правым притокам р. Мартьян на южном склоне г. Соловьевой. С этого времени и до конца 70-х годов 19 века почти весь платиновый промысел Урала был сосредоточен в этом районе, причем ежегодная добыча платины из россыпей достигала 2,5 т. Первые в России (и мире) коренные месторождения платиновых металлов были также открыты в дунитах Нижнетагильского массива, но значительно позже – в 1892-1898 гг. (Серебряковская жила в Крутом Логу, Комаровская и Голицинская жилы в Соловьевом Логу, Кустовская в Каменном Логу, Борисовская в Александровском Логу, Авроринское месторождение – Детковская яма в правом борту р. Мартьян и др.) (рис.2). При относительно небольших размерах, все перечисленные месторождения отличались исключительным богатством руд. Наконец, в 1909 г. старателями было открыто самое богатое и крупное коренное месторождение, известное под названием Господской шахты (Госшахты) №501 и находящееся в борту одного из левых притоков Соловьева Лога. Среднее содержание платины в приповерхностных частях этого месторождения составило около 400 г/т; отсюда на начальном этапе его отработки было добыто более 50 кг металла. В целом хромит-платиновые руды коренных месторождений характеризуются крайне неравномерным распределением платины: от 0,5-5-50 до 500 г/т и более. Изменчивость содержаний в 2-3 порядка от месторождения к месторождению и даже в пределах отдельных рудных тел, очевидно, обусловлена и резкими вариациями размеров выделений платиновых минералов в рудах. Так, например, Н.К. Высоцкий (1913) отмечал, что в россыпях Сырковского Лога была найдена большая часть наиболее крупных самородков платины Нижнетагильского массива. По различным оценкам из россыпей и коренных руд этого массива за весь период освоения извлечено более 160 т платины. Добыча платины из россыпей продолжается и в настоящее время. В последние годы проводится переоценка коренных платиновых руд массива с использованием больших объемов горных и буровых работ и привлечением современных методов анализа уровня концентраций и состава платины в горных породах и рудах.

Платиноносный пояс Урала: геодинамическая позиция, возраст, основные особенности структуры

Урал является одним из мировых эталонов складчатых поясов (С.Н. Иванов и др., 1986 и др.), он прошел все стадии полного геодинамического цикла, включая следующие: предрифтовую (рифей – венд), континентального рифтогенеза (кембрий – ранний ордовик), океанического спрединга (арениг – верхний ордовик), островодужную (верхний ордовик – девон), коллизионную (верхний девон – пермь), ограниченного постколлизионного растяжения (триас) и платформенную стадию (юра – ныне) (Иванов, 1998 и др)].

Уральский складчатый пояс состоит из двух главных секторов. Западный Урал (палеоконтинентальный сектор) состоит из утоняющегося к востоку фундамента Русской платформы, перекрывающих его преимущественно терригенно-карбонатных толщ (рифей-венд) и палеозойских осадочных комплексов, отлагавшихся вдоль ее пассивной континентальной окраины. Здесь офиолиты и кремнисто-сланцевые толщи палеозоя, сформированные на континентальном склоне, надвинуты на терригенные и карбонатные толщи шельфа.

Восточный Урал (палеоостроводужный сектор) состоит в основном из вулканических и вулканогенно-осадочных образований раннего-среднего палеозоя, большей частью островодужного происхождения, метаморфических комплексов (часто рассматриваемых как докембрийские микроконтиненты) и позднепалеозойского гранитоидного пояса. Восточный Урал включает в себя два главных островодужных террейна разного возраста, но довольно сходного строения: Тагильский террейн (ордовик – ранний девон) и Магнитогорский (ранний девон – карбон).

Платиноносный пояс – одно из наиболее важных и крупных геологических тел Урала. Он более 120 лет неизменно привлекает к себе внимание исследователей разного профиля, являясь одним из ключевых объектов для понимания геологического строения региона в целом. Это гигантское образование, протяженностью около 1000 км, представлено на Среднем, Северном и Приполярном Урале цепью из 13 массивов (рис. 1), сложенных ассоциацией гипербазитов (дунитов, клинопироксенитов), оливиновых и двупироксеновых габбро и гранитоидов; базиты при этом составляют не менее 80% объема пород пояса. Платиноносный пояс расположен в западной части Тагильской вулканогенной мегазоны, непосредственно восточнее ГУРа (Главного Уральского разлома), который маркируется еще более протяженным офиолитовым поясом. Внутренняя структура и состав большинства массивов Пояса были детально изучены и описаны большим числом исследователей (Заварицкий, 1909; Высоцкий, 1925; Бетехтин, 1935; Воробьева и др., 1962; Ефимов, Ефимова, 1967; Фоминых, Волченко и др., 1990; О.К. Иванов, 1997; Золоев и др., 2001 и др.). Однако природа самого Платиноносного пояса, его геодинамическая позиция, место в геологической истории и структуре Урала долгое время оставались неясными (Ефимов и др., 1993; О. Иванов, 1990; Ферштатер, Пушкарев, 1992 и многие другие). Наиболее распространенными были представления о субплатформенной природе Платиноносного пояса. Высказывались мнения о том, что Платиноносный пояс «сформировался в условиях достаточно развитой жесткой океанической коры вблизи Восточно-Европейского континента» (Перевозчиков, 1992) и многие другие разнообразные представления. Преобладали две точки зрения. Согласно (Ефимов и др., 1993 и др.), Пояс трактовался как не имеющее каких-либо аналогов нижнесилурийское субплатформенное рифтогенное образование. Отметим, что и в более поздних, равно как и в более ранних работах А.А.Ефимова (посвященных

попыткам показать метасоматическую природу габбро и др.), достаточно постоянно присутствует убеждение о загадочности Пояса и непознаваемости его геодинамической природы. По мнению (Ферштатер, 1989 и др.), Пояс являлся частью субплатформенной верхнеордовикской вулканоплутонической ассоциации, вулканические члены которой уничтожены эрозией, сформированной «на стадии стабилизации океанической структуры – до заложения Тагильской троговой зоны с ее островодужным геодинамическим режимом». Обе трактовки отрицали связь пород Платиноносного пояса с вмещающими вулканогенными комплексами и, как нам представляется, не давали удовлетворительного объяснения роли Пояса в геологической истории и структуре Урала.

Позднее была обоснована и развивается иная гипотеза формирования Платиноносного пояса (Иванов, Шмелев, 1996; Иванов, 1998; Иванов и др., 1999, 2002; Иванов, Винничук, 2001; Золоев и др., 2001, Волченко и др., 2005 и др.), суть которой сводится к тому, что это уникальное по своим масштабам и разнообразию пород и руд образование имеет островодужную природу, слагаясь продуктами кристаллизации разноглубинных выплавок, генерировавшихся над зоной субдукции. Этот вывод последовал из результатов предыдущих исследований, показавших, что ГУР в раннем – среднем палеозое представлял собой зону субдукции с падающей на восток сейсмофокальной плоскостью, а главные вулканогенные зоны Урала есть реликты островных дуг и задуговых бассейнов (Иванов и др., 1986 и др.). В пользу этой точки зрения свидетельствует следующее. Островодужная природа Платиноносного пояса находит отражение в петро- и геохимических характеристиках слагающих его пород и, прежде всего, базитов. По содержаниям большинства петрогенных и малых элементов (титана, ванадия, хрома, никеля и др.) габброиды массивов пояса обнаруживают явное сходство с толеитами островных дуг. Весьма важно, что породы Платиноносного пояса, при всем своем петрографическом разнообразии, имеют отчетливое петрологическое родство с габброидными и ультраосновными ксенолитами в базальтах островных дуг, а также с породами габбро-гипербазитовых комплексов тихоокеанского побережья Северной Америки (Аляска, Калифорния), Олюторской зоны Корякии и других регионов, для которых устанавливается связь с ассоциирующими островодужными вулканическими комплексами (Burns, 1985; Батанова, Астраханцев, 1992 и др.). В сравнении с ними породы офиолитов и расслоенных интрузий характеризуются иными, более пологими трендами вариаций состава минералов (Иванов, Шмелев, 1996). Результаты детального изучения платиноидной минерализации также свидетельствуют (Волченко и др., 1993; Золоев и др., 2001 и др.) об островодужной природе массивов пояса (подробнее – см. ниже). Важно и то, что массивы Платиноносного пояса Урала целиком находятся в окружении геологических комплексов, сформированных в субдукционной геодинамической обстановке. На востоке это позднеордовикско-силурийские базальтовые и базальт-андезитовые комплексы островодужного типа Тагильской мегазоны. К западу от Платиноносного пояса

развиты офиолиты, представленные в основном базальтами и диабазами дайкового комплекса со скринами альпинотипных гипербазитов и габбро, которые, по ряду признаков, сформировались в окраинных океанических бассейнах, над зоной субдукции. Об этом свидетельствует являющаяся индикаторной (Пирс и др., 1987 и др.) геохимическая специализация указанных офиолитовых базальтоидов, которым свойственны отличные от базальтов срединно-океанических хребтов содержания титана, иттрия, циркония и других элементов; именно таким типом базальтов, например, сложено окружение крупнейшего Чистопского платиноносного массива (Петров, Пучков 1994; Шмелев, 2005 и др.). На островодужную природу офиолитов указывает и присутствие в их верхних частях значительных объемов липаритов и дацитов, которые вместе с диабазами выделяются на Урале в самостоятельную контрастную натриевую формацию; известно, что в офиолитах срединно-океанических хребтов доля такого кислого материала крайне мала (Пирс и др., 1987 и др.). Таким образом, геодинамические обстановки формирования как пород Платиноносного пояса, так и его геологического окружения, являются сходными (островодужными). Об этом же говорят и отмечаемые излившиеся аналоги для некоторых пород пояса. Так, например, вблизи ряда массивов обнаружены (Каретин, 1975) ультрамагнезиальные базальты Тагильской зоны, которые очень близки по своему составу меланократовым оливиновым габбро (тылаитам).

Возраст пород Пояса впервые надежно был определен в 90-ых гг. различными современными методами. Для флогопитовых горнблендитов и клинопироксенитов массива Светлый Бор Качканарского комплекса K-Ar методом (включая изохрону) получен возрастной интервал 415-432 млн лет (Иванов, Калеганов, 1993). Для габбро-норитов Чистопского массива (и выделенным из него минералам) Sm-Nd изохрона показала 419 ± 12 млн лет (Ронкин и др., 1997). Позднее из Кумбинского массива для габбро-норита и выделенных из него плагиоклаза, биотита и клинопироксена была получена Sm-Nd изохрона 423 ± 18 млн лет (Ронкин и др., 2003). U-Pb методом для цирконов также из габбро-норитов Кумбинского массива определено 428 ± 7 млн лет (Bosch et al., 1997). И, наконец, недавно (Ефимов и др., 2005) U-Pb методом (масс-спектрометрическим изотопным разбавлением ID-TIMS) для единичных цирконов из плагиогранитов Кытлымского массива, завершающих магматизм Платиноносного пояса Урала, получен возраст 417 ± 2 и 415 ± 10 млн лет. Таким образом, возраст габбро-норитов Платиноносного пояса совпал с возрастом располагающейся восточнее пояса формации андезито-базальтовых порфиритов именновской свиты, сформированных в условиях зрелой островной дуги. Последний уточнен (Иванов, 1998 и др.) по послынным комплексам конодонтов из Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 как граница лландовери - венлока (зона *Pterospathodus amorphognathoides*). Тренды РЗЭ основных вулканитов именновской формации (Каретин, Иванов, 2001 и др.) и известково-щелочных габброидов Платинонос-

ного пояса (Шмелев и др., 1997 и др.) также аналогичны. Эти факты доказывают комагматичность отмеченных интрузивных и вулканических членов Тагильского островодужного террейна.

Становление массивов Платиноносного пояса Урала, судя по их взаимоотношениям с окружением, происходило вблизи основания островодужного сооружения Тагильской зоны, что в целом согласуется с данными сейсмического зондирования в ряде пересечений Северного и Среднего Урала (Соколов, 1989 и др.). За более чем 100 - летний период изучения Платиноносного пояса установлено (Федоров, 1888; Заварицкий, 1928; Воробьева и др., 1962 и др.), что слагающие его комплексы пород обнаруживают четкие генеральные (хотя и осложненные) латеральные тренды: с запада на восток увеличивается кремнекислотность пород, габбро-ультрабазитовые комплексы латерально сменяются в этом направлении относительно более молодыми и менее глубинными гранитоидными. Явная приуроченность тел ультрамафитов к западной границе Пояса, вероятно, обусловлена их формированием на относительно более глубинном уровне. Получается, что глубина эрозионного среза Тагильского островодужного террейна уменьшается в восточном направлении. При этом вулканогенные комплексы Тагильской мегазоны надстраивают сверху разрез Платиноносного пояса, который таким образом, по-видимому, является ее магматическим фундаментом, вызывая гравитационный супермаксимум Урала (подробнее – см. (Иванов, Винничук, 2001). Из этого в частности следует, что маловероятно предполагаемое рядом исследователей наличие древнего сиалического основания в фундаменте Тагильского островодужного террейна.

Вероятной причиной генерации кремнекислых магм (включая, по-видимому, и массивы сиенитов) на заключительной стадии формирования Платиноносного пояса является постепенное сужение и затем закрытие располагавшегося западнее ордовикского океана, реликтом которого является Салатимский серпентинитовый шов. При этом в зону субдукции под Платиноносный пояс, представленную ГУРом, во все возрастающем объеме (сначала наряду с океанической корой) стали вовлекаться и переплавляться водонасыщенные и обогащенные сиалическим материалом (включая сопутствующие микроэлементы, а также и характерные минералы; такие, например, как циркон) осадочные толщи континентального подножья (Иванов, 1998) Русской платформы. Широко проявленный в Платиноносном поясе метасоматоз и водный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, (Фоминых и др., 1990), развитие мафит-ультрамафитовых пегматитов [О.К. Иванов, 1997 и др.) были вызваны потоком флюидов (первично – океанических вод), поднимавшихся от зоны субдукции в результате дегидратации субдуцируемых масс. Эти флюиды обусловили, в частности, и отмечаемые (Волченко и др., 1995; Малахов и др., 1994 и др.) миграцию и перераспределение (вплоть до образования месторождений) элементов платиновой группы. Отметим, что позднее были получены данные по находках в дунитах Кытлымского массива цирконов разного возраста, интер-

претация которых (см. ниже) авторами находки (Bea et al., 2003)* подтверждает высказанные нами гипотезы образования как самого Пояса (Иванов, Шмелев, 1996), так и кислых магматических комплексов на завершающих стадиях его развития (Иванов, 1998).

По результатам геолого-съемочных работ последних лет (Шалагинов, Стефановский, 1998 и др.), в составе интрузий Платиноносного пояса предложено выделять три интрузивных комплекса (от более древних к молодым): *качканарский, тагилокытлымский и верхнетагильский*.

Качканарский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый. В составе комплекса выделяется четыре главных разности пород, объединенные в две интрузивные фазы: первая – дуниты, верлиты, клинопироксениты, полосчатый комплекс совместно с тылаитами и плагиоклазовыми перидотитами; вторая – оливиновые габбро, троктолиты и габбронориты. Все перечисленные разновидности могут образовывать самостоятельные тела, а также переходить постепенно друг в друга в пределах одного тела. Породы качканарского комплекса секутся телами горнблендитов, жилами плагиоклазитов, реже – роговообманкового и оливинового габбро.

Тагилокытлымский комплекс габбро-норитовый. Породы комплекса представлены габбро и габброноритами, а также широко распространенным роговообманковым габбро. Жилы роговообманкового габбро пересекают все породы тагилокытлымского и качканарского комплексов; на этом основании роговообманковое габбро выделено во вторую интрузивную фазу. Габброиды комплекса прорываются диоритами и плагиогранитами. Габброиды представлены двупироксеновым габбро, габброноритами, их амфиболизированными разностями. Габбро тагилокытлымского комплекса принадлежат натровой серии, умеренно- и высокоглиноземистые; характеризуются стабильно-низкими содержаниями TiO_2 (около 0,8 %) и K_2O (0,1-0,4 %).

Верхнетагильский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый. В комплексе выделяется до 3 интрузивных фаз: первая фаза – габбро; вторая фаза – диориты, кварцевые диориты; третья фаза – плагиограниты, реже плагиогранодиориты, дайки плагиогранит-порфириров, плагиориодацитов. Диориты комплекса – лейкократовые, высокоглиноземистые, натровые породы ($Na_2O/K_2O=2,5-10$). Для всех пород верхнетагильского комплекса характерны низкие концентрации рубидия ($Rb=9-12$ г/т), и стронция ($Sr=300-400$ г/т). Породы комплекса также имеют типично островодужные геохимические характеристики.

К выделению этих 3 комплексов и отмеченных фаз магматизма можно относиться по-разному, но следует учитывать, что, во-первых, они уже повсеместно показаны в пределах Платиноносного пояса Урала на последней серии Государственных геологических карт масштаба 1:200000, а во-вторых, их выделению предшествовало широкое обсуждение проблем геологии Пла-

*Статья опубликована в 2001 г.

тиноносного пояса, проведенное НТС Уралгеолкома с привлечением специалистов Института геологии и геохимии УрО РАН (А.А.Ефимова, К.С.Иванова, А.А.Краснобаева, Г.Б.Ферштатера и др.). По всей видимости, эта схема расчленения Платиноносного пояса Урала сохранится, хотя, вероятно, и будет существенно уточняться с учетом данных других исследователей [Волченко и др., 1998; 2000; Золоев и др., 2001 и др.].

В последние годы получено достаточно много новых и весьма разнообразных данных о возрасте комплексов пород Платиноносного пояса Урала. Значение этих данных для понимания общей истории формирования Платиноносного пояса необходимо обсудить. Две группы достаточно сенсационных сведений о возрасте Платиноносного пояса Урала были получены в начале 2000 г. Е.В.-Пушкаревым, Г.Б.Ферштатером, Ф.Беа и другими исследователями (Bea et al., 2003; Пушкарев и др., 2003). Е.В. Пушкаревым и др. (2003 и др.) по валовым пробам своеобразных обогащенных калием “псевдолейцитовых” тылаитов из Косьвинского тела Кытлымского массива была получена Rb-Sr изохрона 340 ± 22 млн лет, при MSWD=4,3. Из этого были сделаны (Пушкарев и др., 2003) весьма важные выводы о полихронности массивов Платиноносного пояса Урала (поскольку в них фиксируются как каменноугольные, так и силурийские датировки), “связи полизональных дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса с режимом интрадугового растяжения” и другие. Поскольку данные и выводы работы (Пушкарев и др., 2003) находятся в резком противоречии с накопленной суммой знаний по геологии Платиноносного пояса, то они были встречены геологической общественностью достаточно критически. Так, Ю.Л.Ронкин (Ефимов и др., 2005) указал на некоторые методические погрешности выполненной под руководством Ф.Беа в Университете г. Гранады отмеченной Rb-Sr датировки и считает ее эррохронной.

Интернациональным коллективом (Bea et al., 2003) была изучена U-Pb система 20 кристаллов единичных цирконов (с помощью ионного микрозонда Cameca IMS 1270 и так называемым “методом Кобера”, т.е. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ методом), выделенных из дунитов Кытлымского массива. Авторы статьи указывают, что для выделения цирконов дуниты “дробились до фракции менее 0,25 мм, затем проба обогащалась на концентрационном столе, подвергалась магнитной сепарации и наконец использовались тяжелые жидкости. Тщательно очищенное оборудование, никогда ранее не использовавшееся для обработки силикатных пород, применялось для избежания засорения посторонними цирконами” (Bea et al., 2003, стр. 408). Выглядит убедительно. Однако отметим, что эти цирконы, как известно, были выделены попутно при поисках алмазов из технологической пробы массой 150 кг, место отбора которой в статье указано не точнее, чем «Кытлымский массив». Обработывалась данная проба в Институте «Уралмеханобр» (Екатеринбург), оборудование которого всегда широко использовалось для дробления и обогащения различных пород и руд Урала и других регионов. Поэтому засорение посторонними цирко-

нами вряд ли так уж абсолютно исключено. В рамках анализа выделенных авторами по морфологическим особенностям групп цирконов, получен ряд возрастных кластеров в диапазоне 315-1802 млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ stepwise evaporation) и 333-2838 млн лет (ионный зонд). Авторы статьи (Bea et al., 2003) выделяют 4 группы цирконов:

1. Популяция I состоит из 4 зерен с возрастaми 1200 млн – 2841 млн. Предполагается, что эти цирконы происходят из фундамента Русской платформы и, в результате его размыва, позднее попали с осадками в зону субдукции и затем были вовлечены поднимающейся магмой в состав дунитов.

2. Популяция II (2 зерна) с возрастaми 410 и 432 млн. Для них предполагается *«подобное же происхождение, но более молодой источник, такой как силурийские гранитоиды Тагильской островной дуги»* [Bea et al., 2003, с. 412].

3. Популяция III представлена 9 цирконами с возрастaми 352-370 млн, которые Беа с соавторами считают отражающими возраст эклогит-глаукофанового метаморфизма Урала.

4. Популяция IV состоит из 5 зерен с возрастaми 315-339 млн. Эта группа исследователей считает, что *«черты морфологии и катодолюминисценции этих цирконов указывают на их кристаллизацию полностью из магмы. Однако, поскольку их возрастa близки к Rb-Sr возрастa тылаитов (340 млн – см. выше), который представляет последнее и наиболее объемное магматическое событие в Кытлымском массиве, предполагается, что цирконы популяции IV есть результат растворения магмой цирконов популяций I, II и III, ...ее насыщения Zr, с последующей кристаллизацией цирконов IV»* (Bea et al., 2003, с. 411).

Геология дает большой простор для объяснений. Проведенная исследователями (Bea et al., 2003) большая работа вызывает уважение. Приведенные ими объяснения полученных данных являются в той или иной мере возможными, но ясно, что не единственными. В полученных весьма разнообразных цифрах в диапазоне 2840-315 млн. можно при желании усмотреть практически любые этапы геологической истории как Урала, так и Русской платформы. Нам представляется вполне логичным изложенное (Bea et al., 2003) возможное объяснение появления в пробе дунитов цирконов популяции I. Хотя и здесь можно предложить и альтернативное (впрочем, по-видимому, менее вероятное) объяснение – эти древние цирконы могли быть захвачены из пород мантийного клина магмой, поднимающейся от зоны субдукции, и свидетельствовать таким образом о возрасте мантии (подробнее см. ниже). С предложенными же (Bea et al., 2003) интерпретациями для возрастaов цирконов популяций II-IV согласиться достаточно трудно. Отметим лишь некоторые дискуссионные моменты: возраст субдукционного высокобарического (HP-LT) метаморфизма на Урале разный. Для заключительного его этапа, который условно можно назвать этапом Магнитогорской островной дуги, он варьирует от среднедевонского на Южном Урале (378±3 млн лет, максютовский комплекс) до раннекаменноугольного (352±3

млн лет, неркаюский комплекс) на Приполярном Урале (Иванов, 1998; Иванов и др., 2000; Glodni et al., 1999 и др.). Возраст же обсуждаемого “Тагильского” этапа субдукции и соответствующего метаморфизма, очевидно, должен быть силурийским (преимущественно раннесилурийским; по возрасту продуцированных андезитовидных комплексов). И действительно, именно этот возраст (415–428 млн лет) уверенно фиксируется в комплексах пород Платиноносного пояса Урала тремя методами – K-Ar, Sm-Nd и U-Pb (см. выше). Вызывает удивление, что столь мощное и глобальное событие в истории становления Платиноносного пояса практически не проявилось в изученных Ф.Беа с коллегами популяциях цирконов: в интервал 415 – 428 млн не попало ни одно из приведенных ими 42 цифровых значений. Наиболее близки к этому интервалу всего три величины U-Pb возраста 400 ± 16 , 432 ± 18 , 435 ± 18 млн лет, полученные ионным зондом, тогда как для $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ stepwise evaporation возрастов силурийские значения вообще отсутствуют. Трактовка природы этой II популяции цирконов, предлагаемая Ф.Беа и другими (см. выше) весьма сомнительна. По этим авторам получается, что силурийские гранитоиды Тагильской островной дуги (образованные, очевидно, в результате кристаллизации Zr-содержащих выплавов из зоны субдукции) начали размываться, т.е. достаточно глубинные части этой островной дуги вышли на дневную поверхность. Затем цирконы из этих гранитов попали во все еще действующую зону субдукции под этой самой островной дугой. И, наконец, были извлечены из дунитов, которые практически все исследователи считают более древними (поскольку породы Пояса прорываются гранитоидами), чем те самые гранитоиды, откуда цирконы якобы и начали свой многотрудный путь. Ясно, что весь этот весьма запутанный сценарий возможен (и то лишь теоретически) только при допущении “молодого” (340 ± 22 млн) возраста дунитов, что крайне маловероятно. И цитированное выше предположение Ф.Беа с соавторами, что «цирконы популяции IV есть результат растворения магмой цирконов популяций I, II и III» эту вероятность не повышает.

Вышеприведенное приводит нас к выводу, что среди пород собственно Платиноносного пояса Урала нет комплексов моложе 410–415 млн лет, а все полученные цифры, меньшие этой величины, отражают этапы пластических деформаций и метаморфизма пород Пояса. Они, по всей видимости, привели к нарушениям существовавших изотопных систем; происходили в девоне и карбоне при разных температурах и давлениях, в частности при коллизии Тагильского островодужного террейна с Русской платформой. Так, выполненные нами геолого-структурные наблюдения на крупнейшем дунитовом теле Пояса – массиве горы Соловьевой и других местах, показали, что для богатых крупных хромит-платиново-рудных тел («Госшахта» и др.) характерны такие же ориентировки, как и у мелких шпиров хромитов в окружающих дунитах; зачастую они секут более ранние и высокотемпературные ориентировки оливина. Кроме систем разрывных нарушений, в ультрабазитах отмечаются и складки разных тем-

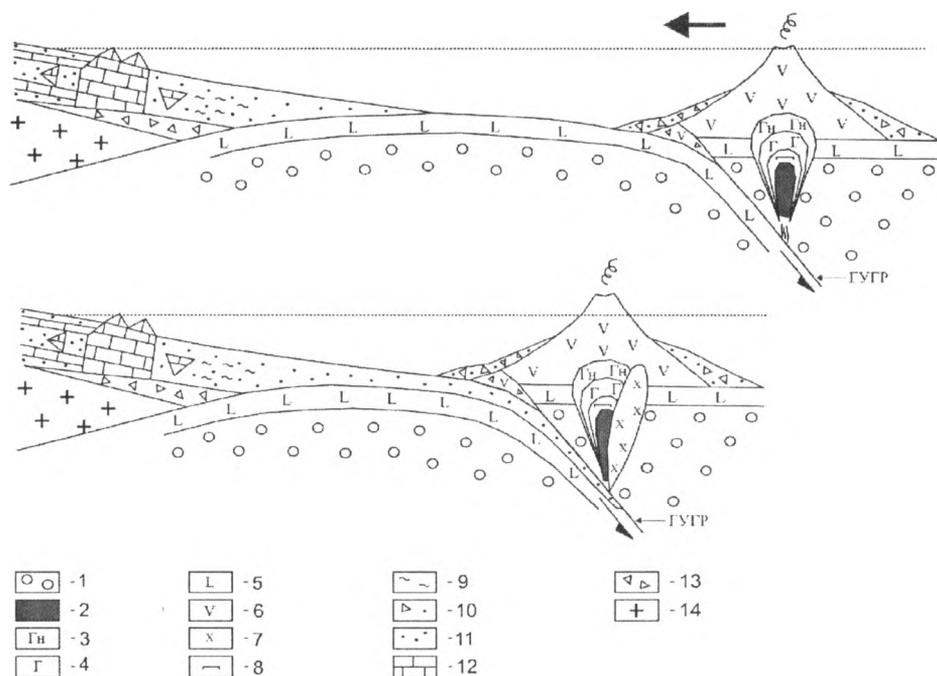


Рис. 3. Плитотектоническая схема формирования массивов Платиноносного пояса Урала.

1 - мантия; 2 - дуниты; 3 - габбро-нориты; 4 - оливин-анортитовое габбро; 5 - океаническая кора; 6 - андезититоиды; 7 - гранитоиды; 8 - клинопироксениты; 9 - кремни; 10 - аккреционная призма; 11 - терригенные толщи; 12 - рифовые известняки; 13 - рифовые формации; 14 - фундамент Русской платформы.

пературных генераций. Структурная эволюция массивов Платиноносного пояса проходила в целом при падающих температурах и давлениях. Преобладающими являлись два процесса: 1) подъем диапироподобных остывающих магматических тел в зону верхней коры (при этом структуры пластических деформаций накладываются на магматические; характерны концентрические субизометричные мегаструктуры тел с крутопадающей линейностью) и 2) более поздние левосдвиговые деформации, формирующие линейно-вытянутые массивы с субгоризонтальной линейностью, происходившие, по-видимому, в результате косоугольной коллизии (Иванов, 1998, 2001 и др.) Тагильского островодужного террейна с Русской платформой. Современные структуры массивов Пояса являются главным образом результирующей этих процессов (исследованиями (Савельева и др., 1999) получены результаты, во многом созвучные нашим). Субизометричные тела, как известно, отмечаются преимущественно в средней части Пояса, а меридионально-вытянутые тектонически раздавленные массивы преоблада-

ют в его краевых южных и северных частях. Так, два самых южных и сильно вытянутых массива Пояса – Тагильский и Ревдинский, по всей видимости, представляли собой единый массив, позже разорванный региональным левым сдвигом (Кузнецов, 1939; Иванов и др., 2000). Субизометрические массивы обычно образуют диапировые трубообразные тела, субвертикальные или круто падающие на восток, которые прослеживаются геофизическими методами до глубины 8-10 км и менее.

Важные результаты были получены недавно по датированию нижнего (“качканарского”) комплекса Платиноносного пояса, т.е. дунитов, клинопироксенитов, оливин-анортитовых габбро. В.И.Маегов с соавторами (Маегов и др., 2006) опубликовал Sm-Nd изохрону (хотя и не очень представительную, всего по 3 точкам – плагиоклаз, пироксен и вал), определяющую возраст недеформированных оливин-анортитовых габбро Кумбинского массива как 561 ± 28 млн лет ($MSWD=1,9$). В.С.Поповым и Б.В.Беляцким (Попов, 2006 и др.) для Кытлымского массива получена Sm-Nd изохрона по 14 валовым пробам клинопироксеносодержащих дунитов, верлитов, оливиновых и плагиоклаз-содержащих клинопироксенитов, отвечающая возрасту 551 ± 32 млн лет при $MSWD=1,9$. Апатит-магнетитсодержащие клинопироксениты и псевдолейцитовые тылаиты с апатитом, обнаженные в виде относительно небольших тел в Косьвинском блоке Кытлымского массива, имеют более молодой возраст: Sm-Nd изохрона по 9 точкам (2 апатита, 2 клинопироксенита и 5 валовых проб) соответствует 441 ± 27 млн лет при $MSWD = 3,9$ (440 ± 27 млн лет, $MSWD=2,7$ для минеральной изохроны). При разумных допущениях можно предполагать неопротерозойский модельный Nd возраст обогащенного мантийного источника (750-1370 млн лет). (Отметим, что, по всей видимости, цифра 441 ± 27 млн лет получена из тех же самых пород и обнажений, что и обсуждавшаяся выше Rb-Sr датировка 340 ± 22 млн лет.). Таким образом, независимо полученные разными исследователями в разных лабораториях Sm-Nd изотопные данные свидетельствуют о наличии венд-раннекембрийских образований в составе Платиноносного пояса Урала, слагающих основной объем Кытлымского, Кумбинского массивов и, вероятно, других массивов Пояса (качканарский комплекс). Мы не думаем, что причина здесь кроется в методологии Sm-Nd метода, хотя такие соображения и высказывались на международной конференции «Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика» (XII Чтения памяти А.Н.Заварицкого, Екатеринбург, 2006), в связи с подобными же (т.е. существенно более древними, чем возраст вмещающих пород) датировками дунит-верлит-клинопироксенитовых магматических комплексов Корякии.

Возникает вопрос – какова же природа этих венд-раннекембрийских образований, как и почему появились они в составе позднеордовикско-силурийской островной дуги (Тагильского островодужного террейна)? Очевидно, что произошло это не случайно. В.И.Маегов с коллегами (2006) воздерживаются от геодинамических трактовок своих результатов, отмечая, что исследования не-

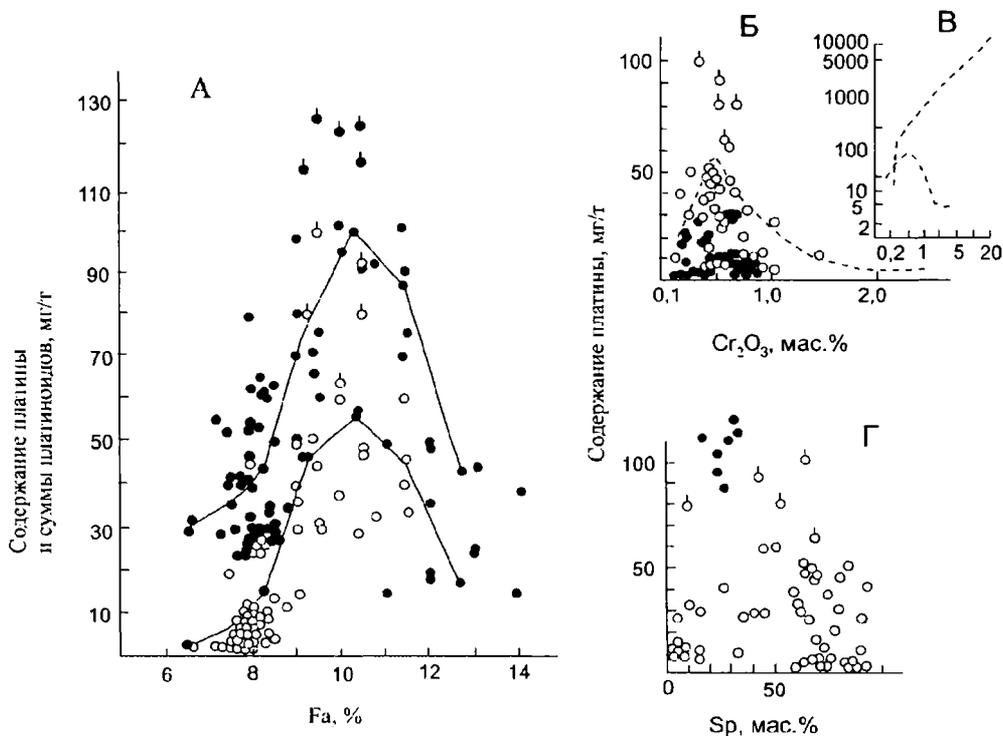


Рис. 4. Распределение платины (и суммы платиновых металлов) в различных типах дунитов горы Соловьевой (Нижнетагильский массив).

А - распределение платины (полые кружки) и суммы ЭПГ (черные кружки) в зависимости от железистости оливина (на основе анализа 79 проб); Б - распределение платины в зависимости от содержания хрома в фоновых дунитах; В - то же самое в эпигенетических платиновых рудах; Г - распределение платины в дунитах с разной степенью серпентинизации (от 0 до 90% Sp).

обходимо продолжать. В.С.Попов считает, что «получено прямое подтверждение геологической самостоятельности дунит-верлит-клинопироксеновой ассоциации, которая относится не к каледонскому тектономагматическому циклу (ордовик-ранний девон), а к кадомскому (венд-ордовик) циклу. Последний знаменует переход от платформенного этапа развития протоуралид к эволюции палеозойского Уральского подвижного пояса. В позднем венде – раннем кембрии на месте современного Платиноносного пояса, вероятно, существовал интрузивный пояс мафических и ультрамафических тел, рассекавший крупное сводовое поднятие» (Попов, 2006, стр. 44).

Мы предлагаем другую геодинамическую трактовку вышеотмеченных венд-раннекембрийских датировок (см. рис.3), исходящую из нашей прежней

Содержание платиновых металлов в дунитах г. Соловьевой
по данным опробования скважин структурного бурения №7529-7525

№п/п	№ проб	Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Cr ₂ O ₃ , мас. %	Инт. опр., м
		мг/г							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Скв. 7529									
1	1V76	45	6	<5	<10	10	6	0,50	3,0-4,0
2	2V76	33	3	<5	<10	18	30	0,50	15,0-16,0
3	3V76	44	6	<5	<10	6	6	0,65	37,0-38,0
4	4V76	51	2	<5	<10	10	6	0,45	52,5-53,5
5	5V76	36;168	5	<5	<10	10	39	0,40	63,0-63,9
6	6V76	29	2	<5	<10	8	12	0,40	66,4-67,4
7	7V76	48	4	<5	<10	6	26	0,50	83,5-84,5
8	8V76	64;320	5	<5	<10	12	18	0,60	98,0-99,0
9	9V76	39	5	<5	<10	12	31	0,45	117,0-118,0
10	10V76	61	3	<5	<10	21	18	0,65	120,0-121,0
11	11V76	40;150	4	<5	<10	12	35	0,55	130,5-132,0
12	12V76	27	2	<5	<10	6	49	0,60	136,0-137,0
13	13V76	40	3	<5	<10	16	11	0,65	150,9-152,4
14	14V76	25;110	4	<5	<10	9	7	0,55	185,0-186,5
15	15V76	31	6	<5	<10	8	<6	0,70	201,8-204,0
16	16V76	24	3	<5	<10	12	7	0,70	225,5-227,0
17	17V76	40	6	<5	<10	17	12	0,70	253,0-254,5
18	18V76	30	5	<5	<10	<6	6	0,55	255,5-257,0
19	19V76	17;120	4	<5	<10	6	9	0,70	274,5-276,0
20	20V76	34	4	<5	<10	6	6	0,80	285,0-286,5

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
21	21V76	10	2	<5	<10	6	6	0,50	294,6-296,3
22	22V76	12	3	<5	<10	8	16	0,45	309,6-312,0
23	23V76	15	3	<5	<10	6	6	1,25	313,0-318,0
24	24V76	27	3	<5	<10	6	17	1,05	319,0-325,0
25	25V76	10	2	<5	<10	<6	6	0,65	327,0-328,5
26	26V76	12	4	<5	<10	6	6	0,65	342,5-347,5
27	27V76	10;100	7	<5	<10	6	13	1,45	355,0-357,0
28	28V76	10	3	<5	<10	10	30	0,85	384,0-387,3
29	29V76	10	4	<5	<10	<6	7	0,60	387,5-389,3
30	30V76	<10	3	<5	<10	<6	<6	0,70	389,3-392,0
31	31V76	10	2	<5	<10	<6	<6	0,85	403,0-404,0
32	32V76	8	3	<5	<10	<6	<6	0,55	409,5-411,7
33	33V76	10;70	4	<5	<10	<6	<6	0,65	418,0-419,8
34	34V76	29	4	<5	<10	<6	<6	0,65	433,0-435,0
35	35V76	18	4	<5	<10	<6	10	0,75	451,5-453,0
Скв. 7525									
36	504V83	26	5	<5	<10	8	6		20,0-25,0
Скв. 7526									
37	503V83	30	3	<5	<10	10	12		15,0-20,0
Скв. 7527									
38	502V83	22	5	<5	<10	7	11		20,0-25,0
Скв. 7528									
39	501V83	35	8	<5	<10	10	8		15,0-25,0

Примечание: анализы на ЭПГ выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и спектрофотометрическим методами по аттестованным и сертифицированным методикам с чувствительностью: Pt 10 мг/т, Pd 2 мг/т, Rh 5 мг/т, Ir 10 мг/т, Ru 6 мг/т, Os 6мг/т. (Аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова).

**Содержание платиновых металлов в хромит-платиновых рудах и дунитах месторождения «Дунитовое»
(Новый Соловьевогорский карьер)**

№ пп	№ проб	Содержание, мг/г										Инт. опробования, м
		Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru					
1	2	3	4	5	6	7	8					9
1	29V97	47	3	<5	<10	10	<6					
2	42V98	16	5	<5	<10	<6	20					
3	43V98	2700; 4850	21; 90	5; 20	10; 20	60; 110	13; 20					
4	43V98 с-т	20000; 50000	190; 370	30; 170	330; 1660	340; 2000	186; 420					
5	66V99	5630; 9720	20; 26	5; 10	10; 25	22; 230	10; 70					
6	66V99 с-т	30000	1000	900	1100	380; 660	60; 140					
7	67V99	1540; 3850	64; 40	5; 10	<10; 10	<6; 6	<6; <6					
8	69V99	2980	90	35	40	<6	<6					
9	210V99	6930; 3800	10; 20	10; 5	47; 10	100	100					
10	211V99	6500; 1630	40; 24	10; 5	30; 20	50; 36	30; 30					
11	212V99	570; 1720	13; 18	5; 5	<10; 10	<6	<6					
Скважина V-1												
12	150V20	60	7	5	<10	20	33					4,0
13	164V20	1700	14	5	10	10	14					4,0-4,5
14	151V20	10	5	<5	<10	10	17					8,0
15	165V20	120	38	5	<10	<6	<6					24,5-25,5
16	166V20	40	10	<5	<10	<6	<6					45,0-46,0
Скважина V-2												
17	167V20	110	50	<5	<10	15	20					15,0-16,5
18	155V20	<10	20	<5	<10	<6	<6					49,5

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Скважина V-3								
19	156V20	20	6	5	<10	<6	<6	19,5
20	157V20	160	12	5	<10	20	28	38,5
21	168V20	1500	80	5	<10	10	10	38,5-39,0
22	158V20	135	21	5	<10	<6	<6	48,6
Скважина V-4								
23	159V20	180	12	5	10	<6	<6	2,1
24	160V20	330	57	<5	<10	<6	<6	6,3
25	161V20	580	23	<5	10	10	13	24,4
26	169V20	1300	25	5	10	10	13	33,8-34,3
27	170V20	70	10	<5	<10	<6	<6	49,0-49,8

Примечание: анализы на ЭПГ выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и спектрофотометрическим методами по аттестованным и сертифицированным методикам с чувствительностью: Pt 10 мг/т, Pd 2 мг/т, Rh 5 мг/т, Ir 10 мг/т, Ru 6 мг/т, Os 6мг/т. (Аналитики И.И. Неустрова, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова).

«надсубдукционной» модели образования Платиноносного пояса Урала (Иванов, Шмелев, 1996). Достаточно ясно, что сам по себе надсубдукционный магматизм вряд ли способен непосредственно породить дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, поскольку плавление гидратированных базальтов субдуцируемой океанической коры дает, как известно, существенно более кремнекислые андезит-базальтовые и андезитовые магмы. Отсюда, для объяснения наблюдаемой геологической реальности, следует, по-видимому, два возможных пути:

1. Предположение об очень значительной степени дифференциации магмы в промежуточной камере, куда, вероятно, должно, осуществляться и поступление новых порций андезитового расплава снизу и выход наверх еще более кремнекислых продуктов дифференциации. В принципе, такой механизм генерации ультраосновных респитов, по-видимому, возможен, но реализация его в условиях весьма высокой тектоно-магматической активности, существующей в островных дугах, представляется весьма

Распределение платины, палладия и золота в пределах негативной аномалии вскрытой скважиной G-6 (район Госшахты)

№пп	№ пробы	Интервал опроб. в м	Содержание, мг/т		
			Pt	Pd	Au
1	6/1	11,5-12,5	15	<10	<10
2	5B99	12,0-13,0	13	3	<10
3	6/2	16,7-17,8	30	<10	<10
4	6B99	22,3-24,9	10	5	25
5	7B99	28,0-28,5	35	6	44
6	6/3	28,0-29,0	15	<10	<10
7	8B99	38,2-40,0	22	5	10
8	9B99	40,0-40,5	33	74	50
9	6/4	40,1-41,5	10	<10	<10
10	6/5	41,5-42,5	<10	<10	<10
11	6/6	42,5-43,5	25	10	<10
12	10B99	42,7-47,5	19	168	72
13	6/7	46,5-47,5	15	<10	<10
14	11B99	52,0-52,6	8	12	60
15	6/8	52,5-53,5	35	<10	<10
16	6/9	53,5-54,5	35	20	<10
17	12B99	110,0-110,5	8	3	<10
18	6/10	115,5-117,0	20	<10	<10
19	6/11	117,0-118,5	20	<10	<10
20	13B99	116,5-120,5	9	3	10

Примечание. Анализы проб 5B99-13B99 выполнены в ИГГ УрО РАН химии химико-спектральным методом, аналитики Неустроева И.И., Любимцева Ю.П.; анализы проб 6/1-6/11 выполнены в лаборатории Gold Lab. ЮАР.

маловероятной. Во всяком случае, доказательств его реальности нет.

2. Второй возможный путь образования дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации – это взаимодействие андезитоидных расплавов, поднимающихся от зоны субдукции с ультраосновными породами вышележащей мантии, т.е. с тем самым «мантийным клином», который неминуемо должен был образоваться при заложении энсиматической островной дуги. Все вышесказанное приводит нас к твердому убеждению, что нижний («качканарский») комплекс Платиноносного пояса Урала, т.е. по крайней мере основная часть дунитов, клинопироксенитов и оливин-анортитовых габбро была образована именно этим путем. При принятии этой гипотезы становятся понятными венд-раннекембрийские датировки – они свидетельствуют о возрасте пород верхней мантии в основании Тагильской островной дуги. Эти мантийные комплексы не только претерпели

Сравнительные результаты анализа проб на ЭПГ и Cr₂O₃ по опорным маршрутам 2001 г.

№ пп	Номера проб	ИГГ УрО РАН х/с метод							Геологическое Бюро Франции ICR-MS						
		Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Cr ₂ O ₃ мас. %	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Cr ₂ O ₃ мас. %		
		мг/г							мг/г						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
Дунитовый участок															
1	1VA	47	5	6	<10	<6	0,44	31	<2,2	1,7	0,9	<1,9	0,51		
2	2VA	10	7	6	<10	<6	0,37	0,3	<2,2	0,85	0,5	<1,9	0,31		
3	3VA-1	20	6	4	<10	<6	0,28								
4	3VA-2	1950	9	6	20	16	16,90								
5	4VA	60	8	6	<10	<6	1,11	1,4	6,3	3,7	3,5	3,2	2,18		
6	5VA	10	4,5	<5	<10	<6	0,46	1,0	<2,2	1,5	0,8	<1,9	0,51		
7	6VA	24	7	<5	<10	10	4,51	2,1	<2,2	6,5	9,4	46	8,68		
8	7VA-1	80	6	<5	<10	8	0,38	11	<2,2	1,3	1,0	<1,9	0,31		
9	7VA-2	560	10	5	<10	9									
10	8VA	70	9	6	<10	<6	0,43	0,4	<2,2	1,2	0,7	<1,9	0,45		
11	9VA	10	4	<5	<10	<6	0,36	0,4	<2,2	0,99	0,6	<1,9	0,34		
12	10VA	8	4	5	<10	<6	0,39	1	<2,2	0,97	0,4	<1,9	0,34		
13	11VA	48	6	5	<10	16	0,52	98	<2,2	2,4	0,7	2,3	0,48		
14	12VA	700	10	8	10	8	3,70								
15	13VA	730	11	10	12	8	2,6								
16	13DVA							2,4	<2,2	1,6	1,2	4,5	0,50		
17	14VA	1800	10	6	<10	8	2,30								
18	15VA	1700	14	10	30	15	2,30	3248	12	34	114	13	7,06		
19	16VA	14	3	5	<10	9	0,47	14	<2,2	1,5	1,0	<1,9	0,53		
20	17VA	67	10	5	<10;	<6	0,35	35	<2,2	1,1	1,1	<1,9	0,25		

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
							Сырковский участок							
21	Sr Cr 37B97	141	8	15	120	19		164	<2,2	63	209	56	48,54	
22	53B97 18AVA	1200	12	10	80	11	7,42							
23	27B98 18DVA	1300	10	<5	10	19		3057	18	82	160	30	32,16	
24	25B97 18BVA	120	3	5	<10	<6		0,4	<2,2	0,68	0,3	<1,9	0,26	
							Александровский участок							
25	74B01 HT-4	175	2	5	10	6		40	<2,2	14	20	9,8	9,77	
26	75B01 HT-5	24	9	5	<10	6		96	<2,2	20	32	15	12,15	
27	76B01 HT-6	650	6	5	12	6								
28	21VA	42	8	<5	<10	6	0,18	13	<2,2	0,94	0,2	<1,9	0,19	
							Вересовый Бор							
29	103B01 KC-29	338	3	<5	<10	<6		63	6,9	3,2	2,9	<1,9	0,98	
30	104B01 KC-30	3700	60	15	30	6		7902	55	128	115	67	25,73	
							Светлый Бор							
31	101B01 KC-25	38	5	<5	<10	<6								
32	102B01 KC-27	225	21	<5	10	<6								
							п. Уралец (сечение вдоль дороги около дома)							
33	83B01 HT-15	25	5	<5	<10	<6		5,7	<2,2	0,66	0,2	<1,9	0,14	

Анализы на ЭПГ выполнены в Платиновой группе ИГГ УрО РАН химико-спектральным и спектрофотометрическим методами по аттестованному и сертифицированному методикам с чувствительностью: Pt 10мг/г, Pd 2мг/г, Rh 5мг/г, Ir 10мг/г, Ru 6мг/г. (Аналитики И.И.Неустрова, Ю.П.Любимцева, О.А.Березикова).

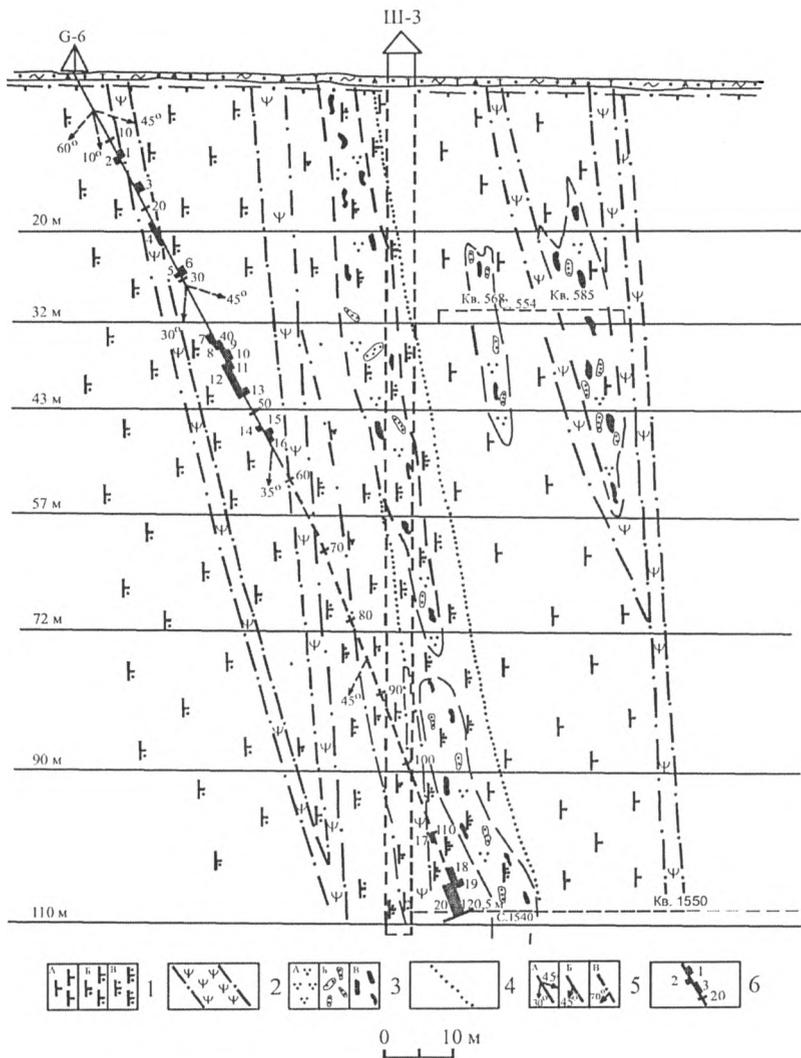


Рис. 5. Геологический разрез участка Госшахта (Ш-3, 501).

Положение трубообразного рудного тела и негативного геохимического ореола по платине, вскрытого Госшахтой и наклонной скважиной G-6.

1 – дуниты: а – слабо (<50%) серпентинизированные; б – в средней степени (50-70%) серпентинизированные, в – сильно (>70%) серпентинизированные; 2 – тектонические зоны, сложенные аподунитовыми серпентинитами темносерого и черного цвета; 3 – столбо-трубообразные платиноносные тела с повышенным содержанием хромшпинелида в виде: а – вкрапленности; б – гнезд; в – сближенных ветвистых прожилков; 4 – геологические границы; 5 – ориентировка элементов залегания по отношению к оси керна: а – структур деформации с ориентированным расположением минералов; б – контактов; в – тектонических нарушений; 6 – места отбора керновых проб (результаты см. в табл. 3).

взаимодействие с андезитоидными расплавами; некоторые части мантийного клина были аккрегированы и вошли в виде блоков в состав поднимавшихся диапиров, испытывая совместные деформации и пластичное течение с более молодыми габбро-норитами. Все эти явления хорошо задокументированы во многих массивах Платиноносного пояса Урала (Воробьева и др., 1962; Ефимов и др., 1993; Шмелев, 1997, 2002; О.К. Иванов, 1997; Савельева и др., 1999 и др.). Полученная (Маегов и др., 2006) Sm-Nd датировка 489 ± 130 млн. лет полосчатых (деформированных) оливин-анортитовых габбро массива Денежкин Камень, вероятнее всего, есть результат смешения этих двух изотопных систем (550 и 420 млн лет).

Удачно, что недавно появилась и другая, независимая группа фактов, которая может рассматриваться как контрольная для нашей вышеизложенной модели. Это прямые данные о возрасте офиолитовых массивов севера Урала. Причем датированы наиболее крупные и представительные массивы альпинотипных ультрамафитов (Войкар-Сыннинский и Сьум-Кей), в которых обнажены наиболее полные и хорошо сохранившиеся разрезы океанической коры и верхней мантии. По (Гурская и др., 2004) гарцбургиты, лерцолиты и габбро-нориты массива Сьум-Кей на Полярном Урале имеют вендский возраст (604 ± 39 млн лет; MSWD = 0,96; изохрона построена по 9 точкам валовых проб и содержащихся в них минералов – оливина, орто- и клинопироксена). Справедливость включения в данную выборку габбро-норита и некоторые параметры построения изохроны из работы (Гурская и др., 2004) можно оспаривать, но и при пересчетах для ультрамафитов Сьум-Кей также получаются позднедокембрийские цифровые значения. Г.Н.Савельевой с коллегами (2006) опубликованы результаты U-Pb датирования цирконов из хромитов рудопроявления Пайты Войкар-Сыннинского ультраосновного массива: на SRIMP-II цирконы (7 зерен) обнаружили конкордантный возраст 586 ± 6 млн лет. (Важно и то, что Н.В.Вахрушевой (2006 и др.) цирконы были обнаружены здесь непосредственно в шлифах, причем именно в тех пробах, где ICP-MS геохимические анализы, выполненные Ю.Л.Ронкиным и другими, выявили повышенные содержания циркония). Очень хорошее наблюдаемое соответствие вендских датировок качканарского комплекса и датировок массивов альпинотипных ультрамафитов доказывает справедливость предложенной нами модели, согласно которой основная часть дунитов, клинопироксенитов и оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала образовалась в результате взаимодействия андезитоидных расплавов, поднимающихся от силурийской зоны субдукции с ультраосновными породами вышележащего «мантийного клина».

Современная позиция массивов Платиноносного пояса в структуре Урала близка позиции южно-аляскинских массивов пояса Бодэ-Рэйндж, залегающих в основании островодужного разреза, и отличается от позиции классических массивов юго-восточной Аляски (Burns, 1985 и др.), находящихся внутри области развития островодужных андезито-базальтов. Очевидно, такая ситуация обус-

ловлена глобальным тектоническим перемещением литосферных плит с выводом глубинных частей разреза Тагильской островной дуги в близповерхностные горизонты. Это поднятие Платиноносного пояса на приповерхностный уровень произошло во время коллизионной стадии развития Урала в позднем палеозое (Иванов, Шмелев, 1996; Иванов, 1998; Савельева и др., 1999) (что подтверждено как обсуждавшимися выше “девонскими” и “каменноугольными” датировками (Bea et al., 2003; Пушкарев и др., 2003), так и К-Аг изохронным возрастом 350 и 332 ± 6 млн. лет из контактовых роговиков массива Кумба (Яковлева, 1990), и возможно даже позднее, в ходе ограниченного пост-коллизионного растяжения Урала в нижнем триасе (Иванов, 1998); К-Аг датировка 244 млн получена (Яковлева, 1990) в экзоконтакте массива Кумба.

Исследованные разрезы, описание коллекции образцов и проб, аналитическая техника и процедура

Аналитическая база данной работы основана на коллекции образцов и проб, собранной на пяти месторождениях г. Соловьевой (Госшахта - 28 проб, Крутой Лог - 3 пробы, Александровское - 25 проб, Сырковское - 11 проб, Дунитовое - 40 проб), а также по 5 структурным скважинам глубиной до 500м (№ №7525-7529), 12 поисковым скважинам на участке Александровский, 4 поисковым скважинам на участке Дунитовый и 3 скважинам на участке Госшахта глубиной от 60 до 120 м каждая, а также в маршрутах по поверхности дунитового массива от пруда Верхний Мартъян до дер.Захарова и по Конгрессовской дороге до Соловьева Лога. Всего по Соловьевогорскому массиву отобрано, исследовано и проанализировано 245 проб. Часть полученных по ним результатов приведена в табл.1-4. Коллекция по Каменнокозьвинскому массиву Кытлымского комплекса охватывает 8 проб по Бутыринскому палладииво-платиновому месторождению (шурф № 24 и рассечки из него) и продуктам обогащения этих руд, а также 6 проб по дунитам и хромитам других частей Каменно-Косьвинского массива (шурф № 4, канавы и обнажения). Значительная часть полученных по ним результатов приведена в таблице № 5. Все элементы платиновой группы (Pt, Pd, Rh, Ir, Os, Ru) определялись в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и спектрофотометрическим методами. Хром и другие элементы определялись в этой же лаборатории рентгеноспектральным флюоресцентным методом на спектрометре СРМ-18. Часть проб для сопоставления результатов анализа на платиновые металлы проанализирована методом ICP-MS в Saclay CEA laboratory BRGM Франция (табл. 4). Из образцов руд с видимой платиной и без нее были изготовлены полированные шлифы, которые исследовались в отраженном свете с целью изучения морфологических особенностей и соотношения зерен платины, хромшпинелида и оливина и выбора объектов для последующего анализа всех сосуществующих минералов руд. Выбранные минеральные зерна исследовались методами рентгеноспектрального микроанализа на приборе IХА-3

в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Ускоряющее напряжение 20 кV, ток 50 нА. Диаметр зонда 3-5 микрон. Рентгеновские линии L_{α} использовались для Pt, Pd, Rh, Ir, Ru, Au, Hg; K_{α} для S, Cr, Fe, Ni, Cu, As; M_{α} для Os. Учитывались поправки на наложение линий Ru-Rh, Ir-Cu, Ru-Pd. Чистые металлы использовались как стандарты для определения ЭПГ и Au, а та же Cu, Ni и Co. Природный хромшпинелид для определения Cr, синтетические фазы HgTe, GaAs, FeS₂ и CuFeS₂ для определения Hg, As, S, Fe, Cu. Общее содержание железа в мелких включениях платины в хромшпинелиде было исправлено на эффект флюоресценции. Для основных платиновых минералов руд проведены рентгено-структурные исследования и выполнен расчет параметров ячейки. Аппарат УРС-55, камера РКД-57,3; излучение- FeK $\alpha+\beta$. Исследования проводились в Институте геологии и геохимии УрО РАН и Уральском государственном горном университете (Екатеринбург).

Распределение платиновых металлов в различных типах горных пород и руд. Выделение негативных и позитивных аномалий по платине в дунитах Нижнетагильского массива

Самый крупный в пределах Платиноносного пояса Урала Нижнетагильский дунитовый массив относится к его южному сегменту, входя в состав крупнейшего Тагило-Баранчинского мафит-ультрамафитового комплекса (рис. 1 (9, 10)). Массив имеет форму зонального купола общей площадью 47,5 км² и сложен почти на две трети дунитами, в различной степени серпентинизированными, а также оливиновыми и мономинеральными клинопироксенитами, верлитами и тылаитами. Центральная часть массива представляет собой каплевидное тело дунитов площадью 27,5 км². По результатам структурного бурения и геолого-геофизическим данным, на глубине массив имеет клиновидную форму с более пологими (55-65°) углами падения на восток западного контакта и более крутыми (75-80°) для восточного контакта. В обрамлении массива на западе развиты терригенно-вулканогенные и терригенно-карбонатные породы Pz_{1,2}. На западе это порфиритоиды и зеленые сланцы, превращенные в амфиболиты и кытлымиты, а также углистые сланцы и известняки. На востоке и на юге — кытлымиты по вулканогенно-терригенному субстрату.

Распространено мнение, что платина присутствует в дунитовых массивах Платиноносного пояса чуть ли не повсеместно, ассоциируя как с аксессуарной вкрапленностью, так и с гнездами, шширами и жилками хромшпинелида, и что все массивы дунита вообще должны рассматриваться как сплошные коренные месторождения платины (Высоцкий, 1923, ч. 2-3, с. 169-170 и др.). Однако исчерпывающий анализ накопленной за 100 последних лет информации о содержании платины в дунитах Соловьевогорского массива (табл. 6) указывает на крайне неравномерное ее распределение при вариации содержаний от следовых (менее и около 5 мг/т) до повышенных (50-100 мг/т) и высоких (500-2000 мг/т и более). Последнее в полной мере относится и к распределению платины в гнез-

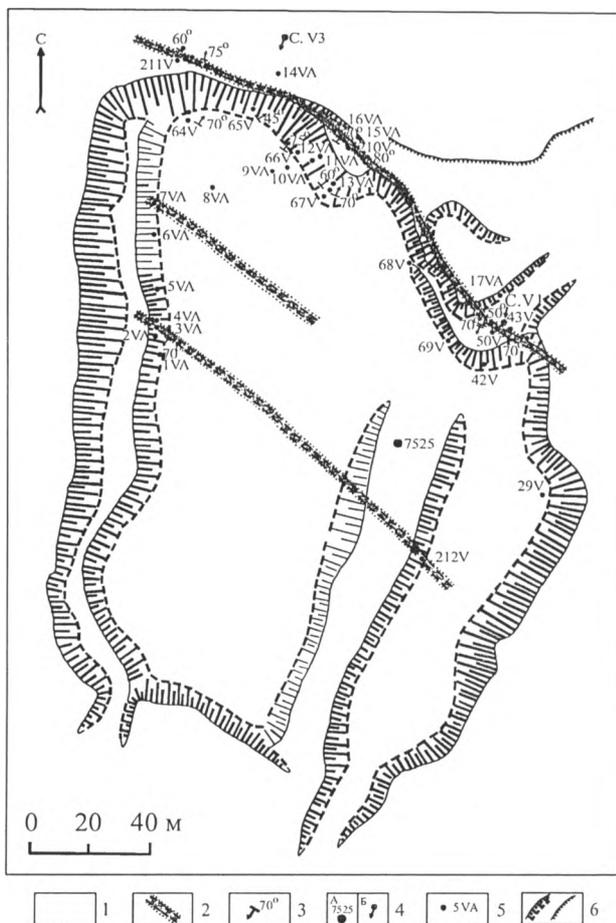


Рис. 6. Схематическая карта участка Дунитовый с положением новых платиноворудных зон с хромит-платиновым оруденением дунитового подтипа.

1 – дуниты; 2 – платиноворудные зоны с минерализацией дунитового подтипа; 3 – элементы залегания рудных зон и жил; 4 – скважины и их номера: а - структурные; б - поисковые; 5 – места отбора проб и их номера; 6 – контуры Соловьёвогорского дунитового карьера.

роксенитам и далее к верлитам и дунитам – от 5-10 до 20-30 и 50-70 мг/т соответственно. Геохимическое распределение платины и платиноидов в дунитах контролируется параметрами их состава и положением в разрезе дунитовых тел. Так, для наиболее изученного массива, г. Соловьёвой впервые установлены количественные соотношения содержаний платины (и суммы ЭПГ) с

дах, шлирах и жилах хромита в дунитах. Н.К. Высоцкий (1923, ч. 2-3, с. 190) также указывал: “что касается условий залегания выше указанных обогащенных платиной мест в массивах дунита вообще, то оно не является, по-видимому, подчиненной какой-либо закономерности, или вернее, последняя остается еще не разгаданной”. Выполненные в последние десятилетия исследования внесли определенную ясность в данный вопрос (Волченко и др., 1986, 1994, 1998, 2000 и др.). Для дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации, формирующей массивы собственно Платиноносного пояса Урала, установлена однотипная сквозная геохимическая специализация на платину при следующем устойчивом ряде убывания содержаний благородных металлов: платина, тугоплавкие ЭПГ (рутений, иридий, осмий), родий, палладий, золото. Выявлено закономерное возрастание средних содержаний платины от тылаитов и троктолитов к оливиновым клинопироксенитам и далее к верлитам и дунитам – от 5-10 до 20-30 и 50-70 мг/т соответственно.

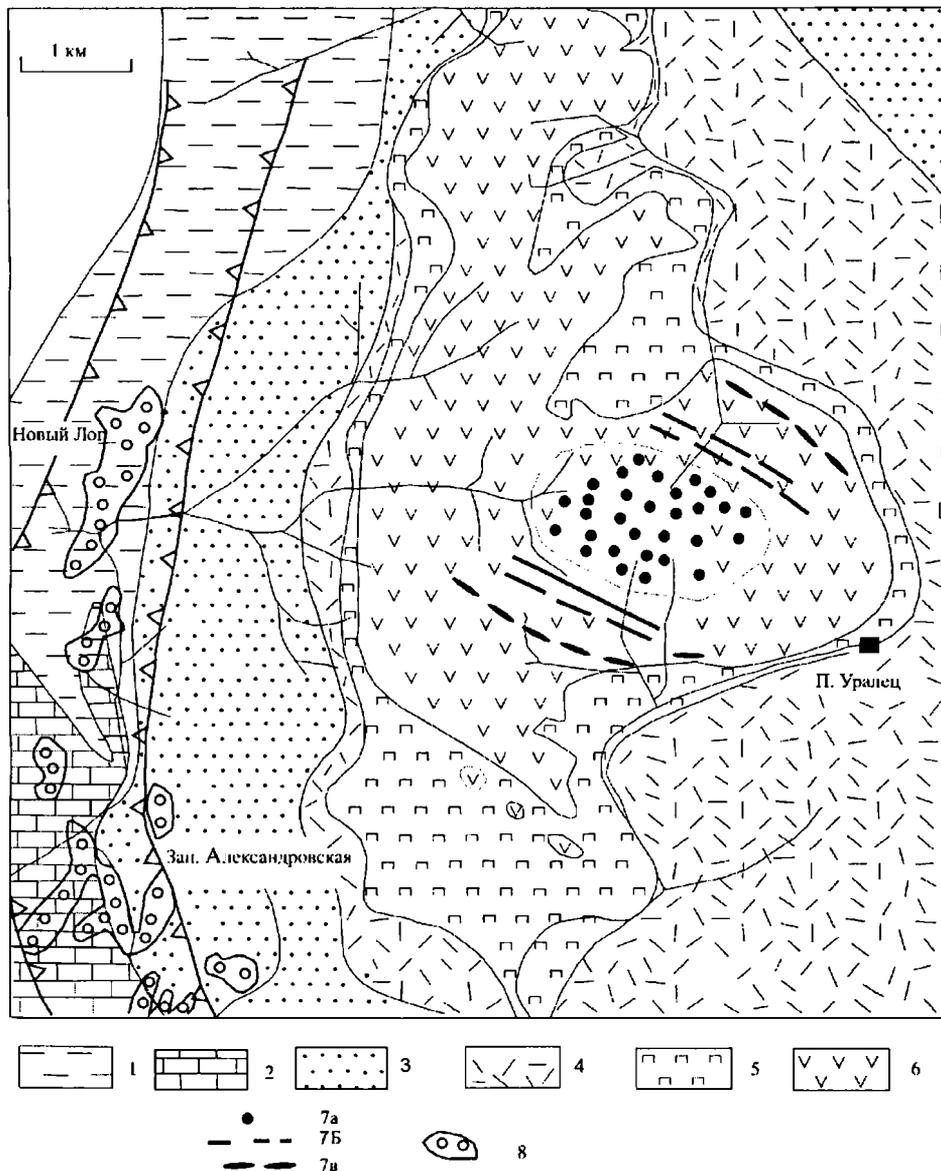


Рис. 7. Геолого-структурная схема, характеризующая положение различных подтипов хромит-платиновых руд уральского типа в зональных комплексах Платиноносного пояса Урала на примере Соловьёвогорского массива.

1 - кристаллические сланцы; 2 - известняки с прослоями сланцев; 3 - вулканогенно-осадочные породы; 4 - метавулканыты и габбро; 5 - клинопироксениты; 6 - дуниты; 7 - Платиновые коренные месторождения и проявления; 8 - платиновые россыпи древних долин.

параметрами химического состава дунитов и слагающих их минералов (рис. 4): в дунитах западной, северной и восточной частей этого массива, практически не затронутых процессами хромит-платинового рудообразования (ординарных, фоновых дунитах), содержания платины связаны прямой зависимостью с железистостью оливина (дунита) и обратной с количеством хромшпинелида (содержанием хрома в дунитах). При возрастании железистости от 6-7 до 10-12 мол.%, содержание платины и суммы платиноидов увеличивается от 5-10 до 50-70 мг/т и в дальнейшем не растет. Параллельно содержание хрома в этих дунитах уменьшается от 2-1,5 до 0,5-0,3 мас.% и появляются мелкие сегрегационные шпирки и полосы хромшпинелида. В исследованных дунитах (поверхность массива, карьеры, скважины, включая структурную скважину 7529 – дублер знаменитой структурной скважины № 1) размеры зерен сосуществующих оливина и хромшпинелида, как и степень ранней серпентинизации дунитов, ощутимого влияния на распределение платиновых металлов не оказывают (рис. 4). Подавляющая часть дунитов г. Соловьевой представляет собой пластично деформированные и высокотемпературно перекристаллизованные бластомилониты с разнообразными микроструктурами, подчеркивающими проявление вертикальной зональности в теле дунитового массива (Бетхер, Волченко, 1996; Шмелев и др., 2002). Среди наиболее интенсивно деформированных дунитов с мозаичной микроструктурой выделяются участки неоднородного строения, обусловленного наличием тонких (1-5-10 мм) полос, обогащенных хромшпинелидами, а также мелких хромитовых гнезд и шпиров сегрегационного происхождения, несущих следы пластических деформаций и, как правило, содержащих весьма малые количества платины – от 10-50 до 100 мг/т. Среди основной массы ординарных дунитов с закономерными вариациями геохимического поля по платине и ряду петрогенных элементов на многих участках исследованного массива (Госшахта, Дунитовый, Александровский, Сырковский и др.) впервые выявлены парные (негативные и позитивные) геохимические аномалии по платине, определяющие реально существующую мезозональность дунитового тела (Волченко, 1999; Волченко и др. 2000). Выясняется, что все крупные хромит-платиновые концентрации и сопряженные негативные ореолы связаны с узлами и зонами хрупких деформаций, а в целом структурный план Соловьевогорского платиноворудного поля аппроксимируется планом постпластических хрупких деформаций массива.

Негативная платиновая аномалия, связанная с крупнейшим рудным телом месторождения Госшахта (рис. 5), вскрыта и пересечена наклонной скважиной G-6 глубиной 120,5 м, заложеной в 50 м к западу от шахты № 3 (503), а также опытным карьером в 50 м к востоку от Госшахты. Из этого карьера (размером 50x10 м и глубиной 5-6 м) была извлечена горная масса в количестве 7000 т, полностью поступившая на обогащение. Пунктирное опробование кернa скважины G-6 (20 проб) показало отсутствие значимого градиента концентраций по направлению к рудному телу и дало среднее содержание в 18 мг/т при изменении значений по отдельным пробам от 5 до 35 мг/т (табл. 3). Результаты анали-

за горной массы из опытного карьера, а также продуктов ее обогащения, дали средневзвешенное содержание менее 10 мг/т. По данным проведенного совместно с компанией “Евразия Майнинг” опробования негативных ореолов на участке Александровский, вскрытых скважинами А1-А12, 75-85% проб оказались “пустыми” с содержанием менее и около 10 мг/т, а отдельные выбросы, обуславливающие их неоднородность и пятнистость, соответствуют фоновым содержаниям платины в 30-50 мг/т (данные по 5 скважинам, пройденным по периметру рудного узла №80, вскрытого Александровским карьером, 166 проб). Выявленная на участке Дунитовый новая платиноворудная зона находится в прифронтальной части крупного негативного геохимического ореола, находящегося в северной части нового Соловьевогорского дунитового карьера (рис.6). По данным опробования (пробы 8-11 VA, 29V, 42V; скв.7525), содержание платины в негативной аномалии изменяется от следов (менее 10 мг/т) до 50 мг/т. В целом рассмотренные негативные платиновые аномалии имеют сложную морфологию, неоднородный пятнистый характер и сложены катаклазированными и милонитизированными мелко-тонкозернистыми дунитами.

Размеры аномалий, по данным изучения карьеров и скважин, изменяются по ширине от 30-50 до 100 м и более, по падению они прослежены до глубины более 100 м. В пределах негативных геохимических аномалий установлено резкое (в 5-50 раз) падение содержаний платины по сравнению с ординарными, фоновыми количествами – до следов и содержаний в 5-20 мг/т, при ощутимом снижении железистости оливина до 6-7,5 мол.%. Впервые установленная для платиноносных дунитовых массивов мезазональность: ординарный фоновый дунит – негативная геохимическая аномалия – позитивная геохимическая аномалия (хромит-платиновое рудное тело), дополняется сложным строением (микрizonaльностью) позитивных аномалий, отдельных рудных тел. Намечается отчетливая латеральная зональность в пространственном размещении относительно разновозрастных и контрастных по своим структурно-морфологическим и вещественным особенностям подтипов хромит-платинового оруденения (рис.7). Для центральных частей массива г. Соловьевой характерны относительно более ранние и богатые руды, формирующие разобщенные и небольшие по размерам гнездообразные и трубообразные хромит-платиновые рудные тела, содержащие от 5-10 до 50-100 г/т и более платины. Для юго-западной и западной частей массива типичны более поздние и менее богатые линейные пунктирные и непрерывные линейные зоны хромит-платиновых руд, содержащие от 0,5-5 до 10-50 г/т платины. Наконец, в приконтактных с клинопироксенитами частях дунитовых массивов находятся небольшие тела платиноносных и палладиеносных пироксенит-пегматитов с хромититаномангнетитовым оруденением, содержащие от 1 до 20-30 г/т платины и палладия. Переход от позитивных аномалий по платине (собственно платиновых руд) к негативным ореолам происходит резко, ступенчато на очень небольших интервалах с падением содержаний платины в 100-1000 раз.

**СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОМПЛЕКСОВ
ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ
ХРОМИТ-ПЛАТИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛЬСКОГО
ТИПА***
Часть II

Установлена латеральная зональность в размещении разновидностей хромит-платинометаллических руд уральского типа. В апикальной части дунитовых ядер массивов проявлен наиболее ранний, хромитовый подтип иридиево-платиновых руд, формирующий многочисленные небольшие и разобщенные гнездо- и штокообразные рудные тела с пятнисто-петельчатыми и брекчиевидными текстурами. В приапикальных частях дунитовых тел находятся маломощные протяженные зоны каемчатых жил с пятнисто-прожилково-вкрапленной и полосчатой текстурами - дунитовый подтип платиновых руд. В периферических частях дунитовых тел, в зонах контакта с клинопироксенитами, присутствуют жильные тела пироксенит-пегматитов (дунит-пегматитов) с хром-титаномагнетитовыми и палладиево-платиновыми рудами, обладающими вкрапленно-петельчатыми, сидеронитовыми и брекчиевидными текстурами - пегматитовый подтип платинометаллических руд. Россыпеобразующая способность платинометаллических руд уральского типа к заключительным стадиям их формирования резко падает. В целом, образование и преобразование хромит-платинометаллических руд уральского типа происходило в рамках постмагматического этапа их эволюции.

Ключевые слова: *Платиноносный пояс, Урал, дуниты, платина, хромит-платинометаллические руды.*

**STRUCTURAL-SUBSTANTIAL EVOLUTION OF THE URALS
PLATINIFEROUS BELT'S COMPLEXES IN THE TIME OF URALIAN
TYPE CHROMITE-PLATINUM DEPOSITS FORMATION PART II**

It was established lateral zonation in distribution of type varieties of chromite-platinum ores, in apical part of dunite cores of the massifs it was exposed the earliest chromite subtype of iridium-platinum ores forming numerous small segregated nest-and stock-tube-like bodies with spotted-looped and breccia-free textures, in preapical parts of dunite bodies there are extended zones of limbate small thickness veins which have spotted-veinlet-impregnated and banded textures. This is a dunite subtype of platinum ores. At periphery parts of dunite bodies, in zones of contact with clinopyroxenites, there are pyroxenite-pegmatites (dunite-pegmatites) vein bodies with chrome-titanium-magnetite and palladium-platinum ores, with impregnated-looped,

* Литосфера, 2007. №4. С. 73-101.

sideronite and breccia-like textures – a pegmatite subtype of platinum ores. Placer-forming ability of the Uralian type platinum ores sharply decreases by the final stages of their formation, in general, the formation and transformation of the Uralian type chromite-platinum ores occurred during postmagmatic stage of their evolution.

Key words: Platiniferous belt, the Urals, dunitites, platinum, chromite-platinum ores.

Текстурные и минералого-геохимические особенности платиновых руд уральского типа: хромитовый, дунитовый, пегматитовый подтипы руд

Текстурные и минералого-геохимические особенности выделенных в объеме уральского типа трех подтипов платиновых руд (хромитового, дунитового и пегматитового) рассмотрены на примере наиболее крупных и типичных их представителей- месторождений Госшахта, Дунитовое, Бутыринское, с привлечением данных по другим известным объектам.

Хромитовый подтип. Месторождение Госшахта открыто старателями в 1909 г. в глубоко врезанном борту левого притока Соловьева Лога. Отрабатывалось в течение более 30 лет до глубины 183 м (рис. 8). Хромит-платиновые руды отличались исключительным богатством при крайне неравномерном распределении платины. По ориентировочной оценке, количество добытой на месторождении платины в целом составляет около 400 кг. В эллипии на вскрытой

Таблица 5

Содержание платиновых металлов в платинометалльных рудах и горных породах Бутыринского рудопроявления массива Косьвинский Камень, мг/т

№п.п.	№ проб	Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Примечание
1	120V83	2700	48	10	35	50	40	Шахта №4, рудный штабель
2	121V83	6500	3200	5	45			Шурф №24, рудный штабель
3	122V83	38	3	<5	<10			Дуниты
4	125V83	170	10	<5	<10			“-
5	127V83	33	3	<5	<10	<6	<6	“-
6	В-1	1540	1180	15	60	35	15	Крупнообъемная проба руд из шурфа №24

Примечание. Анализы на ЭПГ выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и спектрофотометрическим методами по аттестованным и сертифицированным методикам с чувствительностью: Pt – 10 мг/т, Pd – 2 мг/т, Rh – 5 мг/т, Ir – 10 мг/т, Ru – 6 мг/т, Os – 6 мг/т. (Аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова).

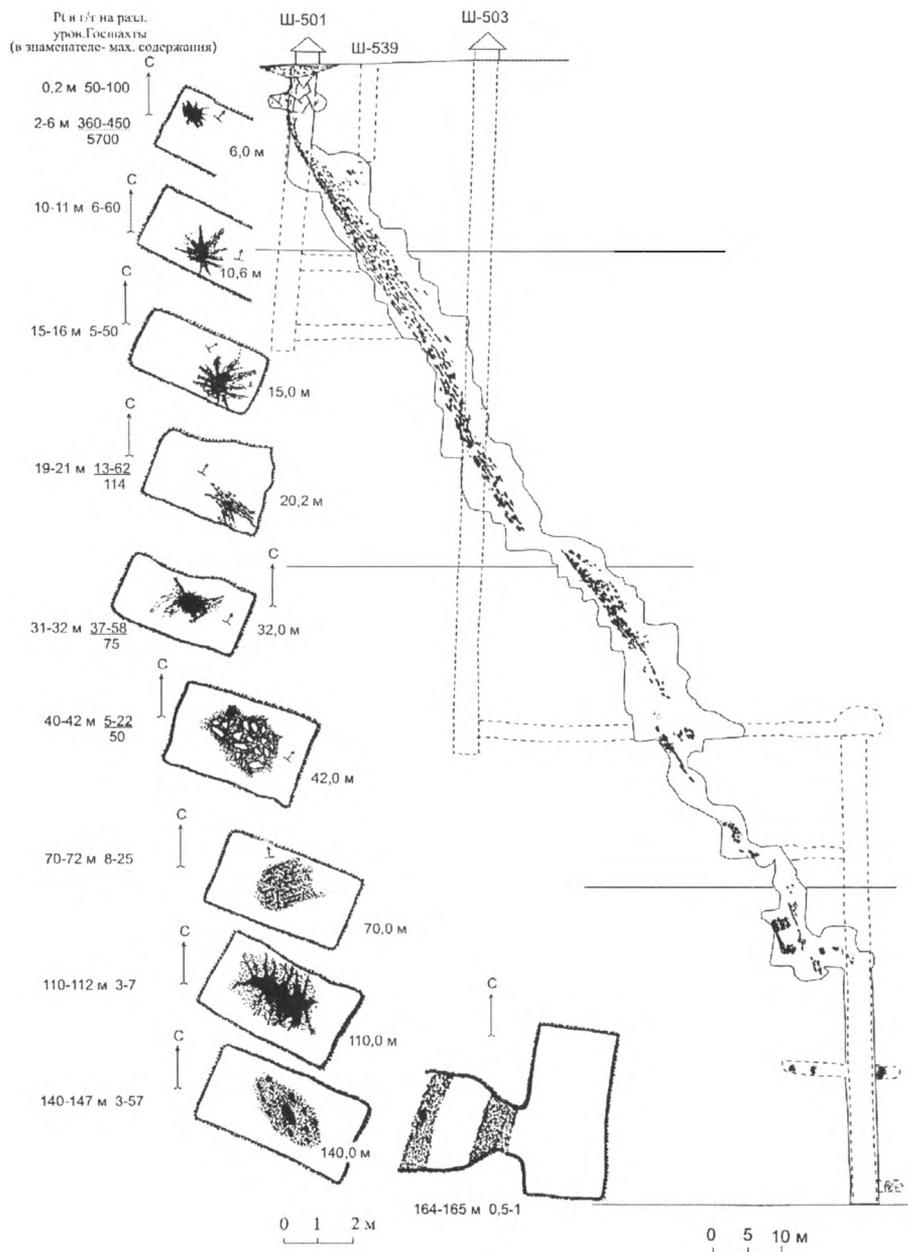


Рис. 8. Продольный и поперечные разрезы месторождения платины Госшахта.

Проекция на вертикальную плоскость по линии падения рудного тела (аз. $132^{\circ}40'$). Ориентированные поперечные разрезы для 10 разных сечений Госшахты. Составлено Ю.А. Волченко, С.И. Нестеровой по первичным геологическим материалам треста «Урал-платина», 2002 г.

**Содержание платины в дунитах
Нижнетагильского массива (гора Соловьева)**

№п.п.	Автор, год	Оценка
1	Конради С.А., 1907	9-92 (27)*
2	Высоцкий Н.К., 1913	0-1247 (318)
3	Высоцкий Н.К., 1923	3-95 (70)
4	Дюпарк Л., 1920	55
5	Бетехтин А.Г., 1924, 1927	10-800 (200)
6	Заварицкий А.Н., 1928	20
7	Обручев В.А., 1929	27-90
8	Кашин С.А., Маханов С.А., 1949-56	10-2000 (279-500)
9	Юшко-Захарова О.Е., 1970, 1975	30-110
10	Фоминых В.Г., Хвостова В.П., 1970	93
11	Crocket G.H., 1979	82
12	Лазаренков В.Г., Иванов О.К., 1994	400-500
13	Иванов О.К., 1996	0-2000; 11,6-73,2 (39,4)
14	Гарутти Д., Ферштатер Г.Б. и др., 1997	24
15	Волченко Ю.А., Неустроева И.И., 1985-1998	3-60

*Цифры в скобках – средние оценки по авторам.

Таблица 7

**Химический состав оливинов
из цемента платиновых руд месторождения Госшахта, мас %**

№п.п.	№ проб	Основные компоненты							f, мол.%
		SiO ₂	FeO ⁺	MgO	CaO	MnO	NiO	Сумма	
1	230	41,97	5,96	50,99	0,24	0,12	0,20	99,48	6,16
2	251	42,41	4,44	52,06	0,20	0,08	0,09	99,28	4,51
3	253	42,13	7,50	50,51	0,22	0,17	0,13	100,66	7,67
4	179-1	41,74	6,09	50,33	0,18	0,10	0,21	98,65	6,38
5	179-2	42,42	6,38	50,80	0,30	0,12	0,20	100,22	6,60
6	259-1	42,01	5,81	51,49	0,20	0,12	0,04	99,67	5,97
7	259-2	42,00	5,85	49,76	0,20	0,12	0,03	97,96	6,23
8	265-1	42,41	6,90	50,00	0,25	0,13	0,06	99,75	7,19
9	265-2	41,78	7,00	50,60	0,21	0,14	0,03	99,76	7,17
10	268	42,40	5,02	51,43	0,21	0,08	0,25	99,39	5,20
11	273-1	41,62	5,87	51,99	0,23	0,10	0,24	100,05	5,98
12	273-2	41,01	5,91	52,25	0,23	0,09	0,22	99,71	5,95
13	250-1	42,39	3,73	52,95	0,21	0,06	0,11	99,45	3,74
14	250-2	42,31	3,67	53,23	0,21	0,05	0,08	99,55	3,72

Примечание. Образцы из платиноносных забоев горных выработок 2, 3 и 4 горизонтов Госшахты. Анализы выполнены методами РСМА на приборе «IXA-5» в ИГГ УрО РАН (аналитик В.Г. Гмыра). FeO⁺ – все железо в виде FeO.

поверхности месторождение представляло собой крупное гнездообразное обособление хромшпинелида в дунитах, имеющее неоднородное и сложное внутреннее строение и состоящее из серии сближенных хромит-платиновых линзочек, жилок, гнезд. Вскрытое позднее тремя шахтами и многочисленными подземными горными выработками трубообразное хромит-платиновое рудное тело имело диаметр от 2 до 5-7 м, восточное – юго-восточное склонение под углами 60-70°. Сложное внутреннее строение рудного тела определялось системой субпараллельных и переплетающихся жилок, линз и струеобразных-веретенообразных обособлений хромшпинелида с многочисленными ответвлениями-апофизами, расходящимися во все стороны и создающими общую картину дунит-хромитовых брекчий (рис. 8, 9). Выдержанный текстурный рисунок руд прослеживался по падению рудного тела с глубины 6 м до глубины 47 м: смешанно-петельчатые, пятнистые, брекчиевидные текстуры. С глубиной морфология рудного тела принципиально не изменялась, однако площадь поперечных сечений варьировала от 2 до 10 м². Как отмечает А.Н. Заварицкий [1928] рудное тело *“не было резко отграничено от окружающего дунита, но сопровождалось частью шширами с расплывчатыми очертаниями, частью резко отграниченными линзами, наподобие апофиз, расходящихся во все стороны”*. Для этих “отпрысков” рудного тела размером 1-2 x 10-30 см характерен пористый хромит с параллельными трещиноподобными пустотами, стенки которых покрыты не только кристаллами хромшпинелида, но и хромистого граната, хромистого хлорита и других минералов. Сопровождающие рудное тело апофизы имеют субмеридиональное простирание с крутым падением к востоку. В приповерхностных частях месторождения содержание платины изменялось от 10-50 г/т до 400 г/т и, в отдельных случаях, даже до 10 кг/т, составляя в среднем до глубины 7 м – 419 г/т [Высоцкий, 1923, 1925]. На глубине 15 м (граница старательской отработки) среднее содержание изменялось от 60 до 125 г/т. Для различных более глубоких горизонтов средние содержания оцениваются от 5 до 50 г/т [Заварицкий, 1928]. Ниже горизонта 110 м (см. рис. 8) среднее содержание платины по данным Г.В. Фосса [1931] составили около 5 г/т с прогрессирующим снижением вниз и уменьшением масштабов хромит-платиновой минерализации, вплоть до выклинивания ее на отдельных интервалах.

Данные о составе главных сосуществующих минералов руд этого месторождения (хромшпинелиды, оливины, платина) в литературе отсутствуют и приводятся нами впервые на основе аппаратурного изучения музейных образцов и образцов из частных коллекций, характеризующих второй, третий и четвертый горизонты Госшахты, вплоть до глубины 94 м (см. рис. 8). Исследованные образцы руд представлены дунитами со сближенными гнездообразными обособлениями (0,5-1 x 2-3 см) и маломощными (0,5-1-3 см) прожилками хромшпинелида с видимой вкрапленностью и линейными цепочечными агрегатами платины размером от 0,1-1 до 2-3 мм. Хромшпинелид гнезд и прожилков, как правило, средне-крупнозернистый с размером зерен от 0,5-1 до 2-3 мм, катаклазирован-

**Химический состав хромшпинелидов
из платиновых руд хромитового подтипа, мас. %**

№пп	№ обр.	Основные компоненты							Cr/ (Cr+Al)	Mg/ (Mg+Fc ²⁺)
		TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO ⁺	MnO	MgO	Сумма		
1	231-1	0,44	8,26	52,19	24,12	0,50	11,76	97,27	0,81	0,60
2	249-1	0,44	8,10	55,81	19,50	0,44	14,78	99,07	0,82	0,72
3	249-2	0,44	8,13	59,12	16,33	0,61	16,04	100,67	0,83	0,77
4	249-3	0,48	8,35	57,36	17,73	0,62	15,34	99,88	0,82	0,75
5	250	0,42	7,37	55,42	22,90	0,56	13,37	100,04	0,84	0,66
6	251	0,45	7,35	54,64	24,71	0,63	12,85	100,63	0,83	0,63
7	255	0,44	7,50	56,57	22,25	0,59	13,18	100,53	0,84	0,65
8	255	0,45	7,50	55,21	22,35	0,59	13,39	99,49	0,83	0,66
9	257	0,54	8,26	49,79	28,79	0,50	12,01	99,89	0,80	0,59
10	176-1	0,36	7,43	56,25	22,90	0,56	11,85	99,35	0,84	0,59
11	176-1	0,36	7,40	55,90	23,37	0,59	11,93	99,55	0,84	0,60
12	177	0,48	8,36	52,71	24,09	0,53	12,74	98,91	0,81	0,63
13	179-1	0,47	8,51	53,70	25,43	0,49	11,85	100,43	0,81	0,58
14	179-2	0,44	8,30	52,80	26,71	0,51	12,19	100,95	0,81	0,60
15	228	0,42	6,73	55,87	23,17	0,56	13,25	100,00	0,85	0,65
16	262	0,47	9,32	51,71	26,15	0,47	13,36	101,47	0,79	0,64
17	262	0,49	9,35	50,69	25,47	0,49	12,72	99,20	0,78	0,63
18	266	0,42	8,34	53,74	24,58	0,49	12,78	100,34	0,81	0,63
19	268	0,44	8,33	54,55	24,32	0,50	12,09	100,23	0,82	0,60
20	270	0,44	7,24	55,73	22,91	0,54	13,48	100,34	0,84	0,66
21	273	0,44	7,55	55,05	24,48	0,60	12,82	100,94	0,83	0,63
22	274	0,45	7,20	53,82	26,35	0,60	12,22	100,64	0,83	0,60
23	233	0,50	7,51	53,88	25,30	0,57	13,35	101,11	0,83	0,65
24	277	0,44	8,56	53,54	25,01	0,54	12,1	100,19	0,81	0,60
25	NT-5	0,46	7,84	52,59	28,11	0,47	10,74	100,21	0,82	0,53
26	NT-4	0,31	7,00	53,69	27,16	0,25	11,20	99,61	0,84	0,56
27	NV2-1	0,38	7,70	53,83	22,76	0,30	11,45	96,42	0,82	0,59
28	NV2-2	0,37	7,48	54,24	22,91	0,29	11,63	96,92	0,83	0,59
29	NV2-3	0,38	7,73	53,76	23,11	0,29	11,47	96,74	0,82	0,58
30	NV2-4	0,36	9,04	52,48	23,10	0,31	13,78	99,07	0,80	0,67
31	NV2-5	0,21	8,55	52,98	23,34	0,30	13,75	99,13	0,81	0,67
32	NV2-6	0,38	8,63	53,58	22,84	0,33	13,46	99,22	0,81	0,66
33	NV2-7	0,33	8,55	53,17	22,97	0,30	13,81	99,13	0,81	0,67
34	NV2-8	0,18	8,16	53,53	23,21	0,27	13,94	99,29	0,82	0,68
35	NV2-9	0,33	8,15	53,63	23,45	0,31	13,52	99,39	0,82	0,66
36	205	0,47	9,13	56,63	17,11	0,52	15,74	99,60	0,81	0,76
37	244	0,42	9,68	51,68	25,63	0,60	12,81	100,82	0,78	0,62
38	245	0,41	8,95	51,35	28,47	0,59	11,47	101,24	0,79	0,56
39	263	0,38	9,47	52,02	26,28	0,56	12,34	101,05	0,79	0,60
40	26V97	0,36	8,37	55,53	24,36	0,48	11,20	100,30	0,82	0,56
41	18AVA	0,37	7,82	55,67	23,96	0,48	12,30	100,60	0,83	0,61
42	18CVA	0,35	8,00	55,06	24,51	0,19	12,04	100,15	0,82	0,59
43	37V97	0,33	8,18	53,59	23,63	0,34	12,96	99,03	0,82	0,64
44	27V98	0,39	7,08	54,04	26,74	0,50	11,17	99,92	0,84	0,56
45	53V97	0,33	8,37	51,97	28,35	0,56	10,23	99,81	0,81	0,51

ный. Сечется сетью прожилков карбоната, хризотила и офита мощностью от 0,1 до 0,5 мм, продолжающихся за пределами этих обособлений в виде тонких неминерализованных трещин в дунитах. Каймы осветления дунитов около хромит-платиновых гнезд и прожилков либо отсутствуют, либо имеют незначительную (0,5-5 мм) мощность. Силикатный цемент руд сложен оливинами, хлоритами, серпентинами, слюдами, а также карбонатами. Постоянно присутствует свежий оливин в виде зерен размером 0,2-0,4 до 0,7-1,0 мм. Железистость оливина (табл. 7) изменяется в пределах от 4,5 до 7,7 мол.%, в среднем составляя 6,2 мол.%. Микровключения оливина в хромшпинелидах руд фиксируют еще более низкую железистость – 2,5-3,7 мол.%. Среднее содержание СаО в оливине цемента руд 0,22 мас.%, более низкое, чем в оливинах негативной геохимической аномалии по скважине G-6, составляющее 0,25 мас.%. Хромшпинелид по составу отвечает высокохромистым ($Cr/Cr+Al=0,78-0,85$) предельно магнезиальным ($Mg/Mg+Fe^{2+}=0,56-0,77$) разностям (табл. 8, рис. 10).

Платина в рудах месторождения Госшахта присутствует в виде вкрапленности рассеянных зерен весьма сложной неправильной формы, гнездообразных скоплений и прожилков мощностью до 1 мм и длиной до 3-5 см. Обособления платины чаще всего цементируют рудообразующий хромшпинелид, реже включены в силикатный цемент руд. Как правило, имеют ксеноморфную форму: угловатую, сложную крючковатую, причудливую ветвистую. В катаклазированных и хлоритизированных зернах хромшпинелида постдеформационные прожилки и выделения платины секут и залечивают не только трещины катаклаза, но и прожилки цементирующего их хлорита. По соотношению основных компонентов и оптическим свойствам платина относится к двум основным минеральным видам: изоферроплатине, абсолютно преобладающей, и резко подчиненной тетраферроплатине (табл. 9). Это подтверждается и данными рентгеноструктурных исследований платины. Гранулометрический анализ 100 зерен платины, извлеченных из руд месторождения Госшахта, показал, что 60% из них имеют крупность 400-1000 мкм и более, 20% – от 100 до 400 мкм и лишь у 20% зерен крупность менее 100 мкм. Таким образом, для руд данного представителя хромитового подтипа наиболее характерна крупная и ксеноморфная платина при наличии мелких самородковых выделений размером от 1 до 10 мм и более.

Дунитовый подтип. Месторождение Дунитовое выявлено нами в 1997 г. в северной – северо-восточной частях нового Соловьевогорского дунитового карьера, в прифронтальной части крупной негативной геохимической аномалии

Примечание. 1-22 – образцы из платиноносных забоев горных выработок 2, 3 и 4 горизонтов Госшахты; 23-35 – образцы с участка Александровский; 36-38 – образцы с участка Крутой Лог; 39-45 – образцы с Сырковского участка. Анализы выполнены методами РСМА на приборе «ИХА-5» в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик В.Г. Гмыра). FeO^+ – все железо в виде FeO .

**Химический состав (мас.%) минералов платины
хромитового подтипа руд**

№пп	№ обр.	Pt	Pd	Ir	Os	Ru	Rh	Fc	Cu	Ni	сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	249-3	86,64	0,38	2,88	0,00	0,01	0,55	9,86	0,41	0,12	100,85
2	250-4	85,77	0,38	3,26	0,00	0,02	0,55	9,88	0,45	0,19	100,50
3	251-5	82,49	0,39	3,48	0,47	0,05	0,61	10,77	0,62	0,16	99,04
4	255-8	84,98	0,47	2,71	0,00	0,00	0,52	10,66	0,56	0,16	100,06
5	176-1-10	83,70	0,42	2,66	0,00	0,00	0,54	11,04	0,59	0,16	99,11
6	176-2-11	84,85	0,47	2,73	0,00	0,00	0,57	9,71	0,55	0,16	99,04
7	179-14	83,90	0,46	2,67	0,00	0,02	0,55	10,87	0,49	0,12	99,08
8	228-17	83,86	0,43	3,11	0,10	0,05	0,55	10,43	0,40	0,23	99,16
9	259-21	85,92	0,46	2,89	0,00	0,04	0,51	10,53	0,59	0,08	101,02
10	270-27	85,35	0,47	3,47	0,24	0,10	0,55	10,07	0,38	0,23	100,86
11	273-28-1	83,28	0,45	3,72	0,02	0,05	0,61	11,06	0,56	0,20	99,95
12	273-28-2	84,13	0,46	3,92	0,05	0,05	0,61	10,80	0,57	0,20	100,79
13	273-28-3	82,73	0,47	3,54	0,00	0,02	0,60	10,96	0,56	0,18	99,06
14	273-28-4	84,11	0,47	3,75	0,04	0,02	0,58	10,62	0,58	0,19	100,36
15	274-29	84,46	0,50	3,64	0,04	0,07	0,55	10,75	0,31	0,27	100,59
16	252-6	83,59	0,35	2,33	0,00	0,00	0,45	11,47	0,70	0,25	99,14
17	177-12	85,29	0,51	2,00	0,00	0,00	0,32	11,90	0,51	0,42	100,95
18	178-13	82,64	0,40	2,66	0,00	0,00	0,56	12,03	0,82	0,32	99,43
19	231-2	81,97	0,35	2,66	0,00	0,00	0,61	11,66	0,76	1,12	99,13
20	253-7	82,86	0,40	2,45	0,00	0,00	0,51	12,53	0,60	0,13	99,48
21	268-26	78,58	0,46	4,69	0,00	0,00	0,65	11,27	0,97	2,76	99,38
22	265-24	76,31	0,42	2,52	0,00	0,00	0,43	17,56	1,22	0,66	99,12
23	266-25-2	71,27	0,36	5,31	0,00	0,00	0,47	12,37	2,74	5,87	98,39
24	266-25-1	70,70	0,37	4,80	0,00	0,00	0,48	12,53	2,83	7,79	99,50
25	233-18	86,27	0,62	1,40	0,00	0,00	0,32	11,07	0,49	0,27	100,44
26	NV-1-2	82,24	0,13	3,20	0,18	0,36	0,27	12,36	0,00	0,30	99,04
27	205-15	83,22	0,41	4,47	0,00	0,00	0,52	9,86	0,48	0,14	99,10
28	4-3-1	82,50	0,47	2,80	0,07	0,00	0,53	11,13	0,70	0,20	98,40
29	4-4	83,00	0,30	4,55	0,09	0,05	0,91	10,93	0,68	0,18	100,69
30	27V98-1	73,48	0,38	10,58	0,00	0,05	0,98	12,46	1,03	0,46	99,42
31	27V98-2	73,07	0,36	10,42	0,08	0,05	1,01	11,69	1,08	0,46	98,22
Атомные концентрации											
1	249-3	67,994	0,547	2,294	0,000	0,015	0,818	27,031	0,988	0,313	
2	250-4	67,379	0,547	2,600	0,000	0,015	0,819	27,058	1,080	0,496	
3	251-5	64,174	0,556	2,748	0,383	0,075	0,900	29,269	1,481	0,414	
4	255-8	65,841	0,668	2,131	0,000	0,000	0,764	28,852	1,332	0,412	
5	176-1-10	64,832	0,596	2,091	0,000	0,000	0,793	29,872	1,403	0,412	
6	176-2-11	67,500	0,686	2,204	0,000	0,000	0,860	26,984	1,343	0,423	
7	179-14	65,337	0,657	2,111	0,000	0,030	0,812	29,571	1,172	0,310	
8	228-17	65,786	0,618	2,476	0,081	0,076	0,818	28,582	0,963	0,600	
9	259-21	66,295	0,651	2,263	0,000	0,060	0,746	28,382	1,398	0,205	
10	270-27	66,511	0,672	2,745	0,192	0,150	0,812	27,413	0,909	0,596	
11	273-28-1	63,976	0,634	2,901	0,016	0,074	0,888	29,680	1,321	0,510	
12	273-28-2	64,517	0,647	3,051	0,039	0,074	0,887	28,933	1,342	0,510	
13	273-28-3	64,149	0,668	2,786	0,000	0,030	0,882	29,688	1,333	0,464	
14	273-28-4	64,966	0,666	2,940	0,032	0,030	0,849	28,655	1,375	0,487	
15	274-29	65,123	0,707	2,849	0,032	0,104	0,804	28,955	0,734	0,692	

Таблица 9 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
16	252-6	64,055	0,492	1,812	0,000	0,000	0,654	30,704	1,647	0,636	
17	177-12	63,939	0,701	1,522	0,000	0,000	0,455	31,163	1,174	1,046	
18	178-13	62,257	0,553	2,034	0,000	0,000	0,800	31,659	1,896	0,801	
19	231-2	61,513	0,482	2,026	0,000	0,000	0,868	30,567	1,751	2,793	
20	253-7	62,258	0,551	1,868	0,000	0,000	0,726	32,888	1,384	0,325	
21	268-26	57,385	0,616	3,476	0,000	0,000	0,900	28,750	2,175	6,698	
22	265-24	51,654	0,521	1,731	0,000	0,000	0,552	41,522	2,536	1,484	
23	266-25-2	47,723	0,442	3,609	0,000	0,000	0,597	28,935	5,633	13,061	
24	266-25-1	45,464	0,436	3,133	0,000	0,000	0,585	28,148	5,588	16,646	
25	233-18	66,104	0,871	1,089	0,000	0,000	0,465	29,631	1,153	0,687	
26	NV-1-2	62,639	0,181	2,474	0,141	0,529	0,389	32,887	0,000	0,760	
27	205-15	66,112	0,597	3,604	0,000	0,000	0,783	27,363	1,171	0,370	
28	4-3-1	63,966	0,668	2,204	0,056	0,000	0,779	30,146	1,666	0,515	
29	4-4	63,383	0,420	3,527	0,071	0,074	1,317	29,157	1,594	0,457	
30	27V98-1	54,394	0,516	7,950	0,000	0,072	1,375	32,22	2,341	1,132	
31	27V98-2	55,322	0,500	8,008	0,062	0,073	1,450	30,918	2,510	1,157	

Примечание. 1-24 – образцы из платиноносных забоев горных выработок 2, 3 и 4 горизонтов Госшахты; 25-26 – образцы с участка Александровский; 27 – образец с участка Крутой Лог; 28-31 – образцы с Сырковского участка. Анализы выполнены методами РСМА на приборе «ИХА-5» в ИГГ УрО РАН (аналитик В.Г. Гмыра). Образцы 1-20, 25-27, 30, 31 – изоферроплатина иридиевая, 21-24, 28, 29 – тетраферроплатина иридиевая.

по платине (см. рис. 6). Линейная прерывистая платиновородная зона мощностью 1-1,5-2 м прослежена на расстоянии около 300 м. Имеет северо-западное простирание (300-330°) и крутое, до субвертикального, падение под углами 60-80° к юго-западу и северо-востоку. С обеих сторон она ограничена низкотемпературными левыми сдвигами, по всей видимости, сингенетичными платиновородным оруденением. Вскрыта 4 поисковыми скважинами V1-V4 и прослежена по падению на глубину 30-40 м. Установленное в рудах по 6 сечениям зоны содержание платины изменяется от 1 до 5 г/т, максимально достигая 10-30 г/т. Зона имеет сложное внутреннее строение, определяемое чередованием линзовидных, изометричных и ветвистых раздувов мощностью до 2-2,5 м и пережимов - проводников до 0,1 м, создающих картину четковидных бус, повторяющихся по падению зоны. Она насыщена хромитоносными разнометричными и пегматоидными дунитами, сближенными маломощными короткими (не более 10-50 см) прожилками хромшпинелида, отстоящими друг от друга на расстоянии 5-10-20 см (рис.11). Для руд характерны линзовидные, прожилково-пятнистые и полосчатые текстуры. Каемчатые жилы и пятнисто-полосчатые обособления хромшпинелида, так же как и вмещающие их хромитоносные пегматоидные дуниты, всегда несут следы хрупких деформаций и рассекаются многочисленными тонкими (0,1-1 мм) карбонатными, серпентин-брусит-карбонатными прожилками, подчеркивающими катаклаз и будинированность платиновородной зоны (рис.

**Химический состав хромшпинелидов
из платиновых руд дунитового подтипа, мас. %**

№ пп	№ обр.	Основные компоненты							Cr/ (Cr+Al)	Mg/ (Mg+Fe ²⁺)
		TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO ⁺	MnO	MgO	Сумма		
1	43-1D	0,45	8,91	50,24	29,56	0,53	9,96	99,65	0,79	0,51
2	43-9D	0,38	8,17	51,58	29,52	0,41	10,11	100,17	0,81	0,50
3	43-10D	0,44	7,68	51,35	29,99	0,53	10,17	100,16	0,82	0,51
4	43-6-1	0,46	8,75	48,19	28,54	0,55	12,17	98,66	0,79	0,61
5	43-6-7	0,50	8,20	49,02	28,88	0,52	11,93	99,05	0,80	0,59
6	43-6-9	0,50	8,29	49,03	29,37	0,56	11,96	99,71	0,80	0,59
7	43-6-11	0,49	8,62	48,10	28,00	0,56	11,15	96,92	0,79	0,57
8	43-6-16	0,50	8,67	48,21	29,78	0,63	11,86	99,65	0,79	0,59
9	43-6-20	0,48	8,38	48,24	30,52	0,66	11,70	99,98	0,80	0,58
10	66-5	0,48	8,05	49,9	29,89	0,50	11,41	100,23	0,81	0,56
11	66-16	0,45	7,9	49,76	29,55	0,50	11,44	99,60	0,81	0,57
12	66-23	0,47	7,84	50,77	29,54	0,48	11,96	101,06	0,81	0,59
13	211-5	0,51	7,71	52,00	27,93	0,51	11,68	100,34	0,82	0,58
14	211-10	0,50	8,09	50,27	28,93	0,51	11,32	99,62	0,81	0,56
15	212A99	0,48	8,17	50,15	30,03	0,54	11,29	100,66	0,80	0,56
16	39V97-1	0,33	8,5	53,19	27,26	0,51	11,09	100,88	0,81	0,55
17	39V97-2	0,35	8,79	53,51	26,89	0,57	10,39	100,50	0,80	0,52
18	NV-1-1	0,48	6,91	47,96	32,04	0,32	9,72	97,43	0,82	0,50
19	NV-1-2	0,51	7,61	48,69	33,94	0,34	9,07	100,16	0,81	0,45
20	NV-1-3	0,49	6,82	48,71	33,59	0,31	8,93	98,85	0,83	0,46
21	NV-1-4	0,53	9,00	47,79	32,06	0,50	10,15	100,03	0,78	0,51
22	NV-1-5	0,48	8,79	48,28	31,47	0,47	9,95	99,44	0,79	0,50
23	NV-1-6	0,48	9,50	47,86	31,46	0,48	10,49	100,27	0,77	0,52
24	NV-1-7	0,48	9,59	47,87	31,34	0,56	10,29	100,13	0,77	0,51
25	NV-1-8	0,51	9,4	48,28	31,21	0,54	10,58	100,52	0,78	0,52
26	NV-1-9	0,51	9,39	47,83	31,7	0,54	9,94	99,91	0,77	0,50
27	NV-1-10	0,51	9,28	47,93	31,47	0,54	9,93	99,66	0,78	0,50

Примечание. 1-15 – образцы с участка Дунитовый; 16-27 – образцы с участка Александровский. Анализы выполнены методами РСМА на приборе «IXA-5» в ИГГ УрО РАН (аналитики В.Г. Гмыра, Л.К. Воронина). FeO⁺ – все железо в виде FeO.

11). Вещество прожилков имеет игольчатую, пластинчатую и звездчатую структуру и белый, кремово-белый, зеленовато-серовато-белый цвет, придающий в целом рудным концентрациям седоватый оттенок. Ориентировка прожилков самая различная – от перпендикулярной, косой диагональной до параллельной контактам хромит-платиновых жил и обособлений (см. рис.11). Протяженность их небольшая (1-5 см), однако встречаются прожилки общей протяженностью до 10-20 см, пересекающие пары сближенных хромит-платиновых жил и продолжающиеся далее в виде выклинивающихся “сухих” трещин в дунитах. От вмещающих пегматитизированных дунитов с аксессуарной и повышенной вкрапленностью хромшпинелида жилки и пятно-полоскообразные обособления, сложенные средне-густовкрапленным хромшпинелидом, почти всегда отделе-

**Химический состав оливинов
из дунитов и руд дунитового подтипа, мас. %**

№ шт	№ проб	Основные компоненты							f, мол. %
		SiO ₂	FeO ⁺	MgO	CaO	MnO	NiO	сумма	
1	1VA	41,14	8,40	49,01	0,31	0,19	0,13	99,18	8,78
2	2VA	40,79	7,58	50,41	0,32	0,19	0,17	99,46	7,89
3	3VA-1	41,42	7,82	50,28	0,35	0,19	0,19	100,25	8,03
4	4VA-1	41,14	7,36	49,91	0,32	0,18	0,19	99,10	7,69
5	4VA-2	41,33	7,29	49,80	0,28	0,19	0,19	99,08	7,63
6	5VA	41,37	7,49	50,05	0,32	0,18	0,17	99,57	7,73
7	6VA	41,39	7,11	50,51	0,32	0,16	0,17	99,67	7,33
8	7VA	41,16	7,16	50,21	0,31	0,18	0,17	99,21	7,44
9	8VA	41,17	7,64	50,02	0,29	0,19	0,17	99,49	7,87
10	9VA	41,86	7,29	50,05	0,29	0,19	0,17	99,86	7,59
11	10VA	41,33	7,72	49,56	0,29	0,18	0,19	99,27	8,00
12	11VA-1	41,12	7,62	49,65	0,28	0,21	0,14	99,03	7,92
13	11VA-2	41,40	7,51	50,31	0,28	0,19	0,16	99,85	7,69
14	12VA	41,51	7,25	50,04	0,30	0,18	0,20	99,48	7,60
15	13VA	40,99	7,88	50,09	0,32	0,18	0,14	99,60	8,14
16	14VA	41,18	7,30	50,26	0,29	0,16	0,19	99,38	7,56
17	15VA	41,00	7,68	50,21	0,31	0,19	0,17	99,57	7,91
18	16VA	40,88	8,26	49,77	0,25	0,18	0,16	99,50	8,52
19	17VA	40,79	8,26	49,79	0,32	0,19	0,17	99,53	8,52
20	19VA	41,19	6,96	50,52	0,27	0,18	0,22	99,33	7,19
21	20VA	41,42	8,52	49,88	0,32	0,21	0,13	100,48	8,71

Примечание. Образцы из Соловьевогорского карьера. Анализы выполнены методом РСМА на приборе «IXA-5» в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Л.К. Воронина). Fe⁺ – все железо в виде FeO.

ны узкими (5-30 мм) каймами интенсивной гидратации и осветления дунитов, сложенными светло-зеленым и желтовато-светлозеленым серпентинитом, не содержащим реликтов оливина. Соотношения хромшпинелида и силикатного цемента (вместе с карбонатными прожилками) в отдельных жилках и гнездах варьируют от существенного преобладания первого (до 70-85 об.%) до примерного их равенства. Силикатный цемент руд, сложенных средне-мелкозернистым катаклазированным хромшпинелидом, представлен серпентином, карбонатом, хлоритом, слюдами.

На диаграмме “хромистость-магнезиальность” (см. рис. 10) рудообразующие хромшпинелиды месторождения Дунитовое (табл. 10) формируют свое отдельное поле умеренно хромистых и значительно менее магнезиальных составов с параметрами Cr/Cr+Al=0,77-0,83 и Mg/Mg+Fe²⁺=0,46-0,60, закономерно продолжающее серию платиноносных рудообразующих хромшпинелидов место-

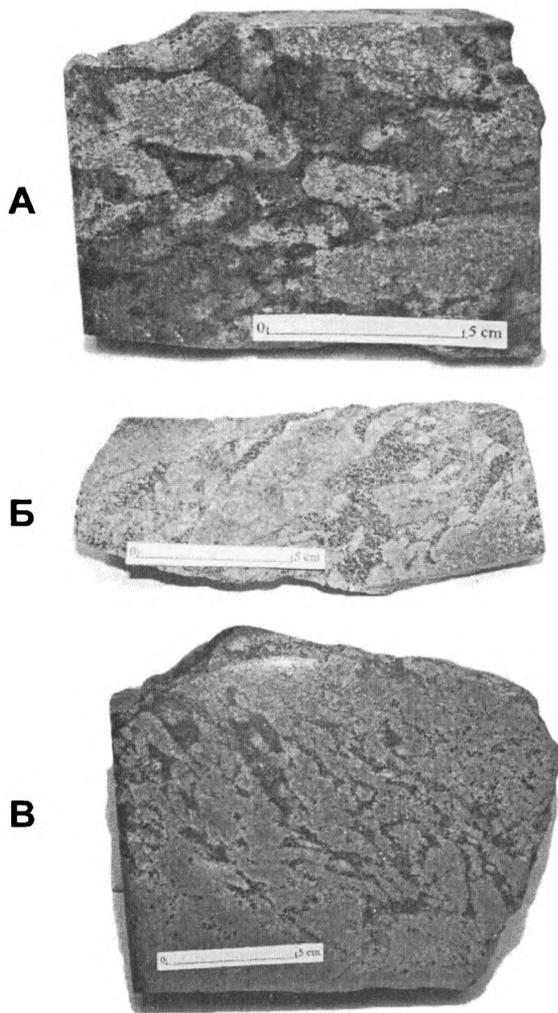


Рис. 9. Характерные текстуры хромит-платиновых руд хромитового подтипа.

А – брекчиевидная текстура руд, цемент оливин-лизардитовый. Черное – хромшпинелид. Месторождение Крутой Лог (разрез №400). Обр. 51В;

Б – брекчиевидная текстура руд, цемент хлорит-оливин-лизардитовый. Черное – хромшпинелид. Месторождение Александровское (разрез №80). Обр. 76В;

В – пятнисто-петельчатая текстура руд, цемент оливин-хлорит-лизардитовый. Черное – хромшпинелид. Месторождение Сырковский Лог. (С-2). Обр. 53В.

рождения Госшахта. В рудообразующих хромшпинелидах присутствуют очень мелкие (от 5-10 до 100 мкм и более) мономинеральные и полиминеральные включения, представленные оливинном, хлоритом, флогопитом, диопсидом, серпентином и другими минералами [Волченко, 1999]. Свежий оливин в цементе и каймах руд отсутствует. На основе анализа коллекции оливинов из вмещающих хромитосных дунитов и дунитов Соловьевогорского карьера в целом (табл. 11) установлено закономерное понижение железистости оливина от обычных фоновых дунитов западной части карьера и скважин с $f=8-9,5$ мол.% к оливинам негативного геохимического ореола с $f=7,0-8,0$ мол.% и оливинам пегматоидных хромитосных дунитов платиноворудной зоны с $f=7,4-8,1$ мол.%. Минимальная железистость характеризует оливины микровключений в хромшпинелиде

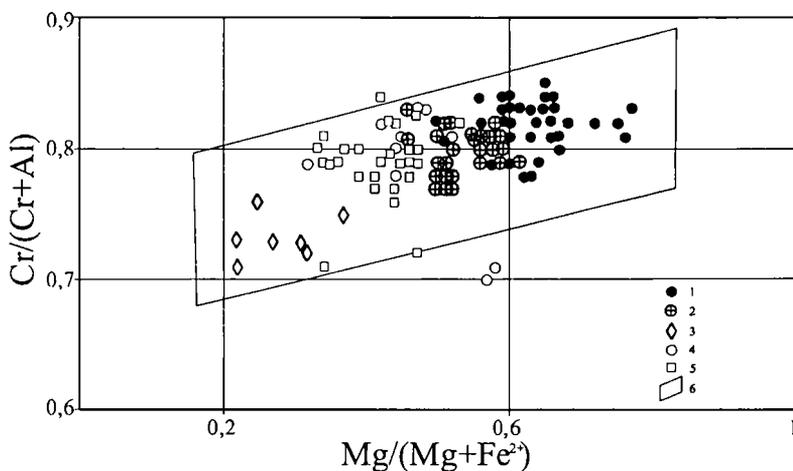


Рис. 10. Диаграмма «хромистость-магнезиальность», демонстрирующая дискретность составов рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов в различных подтипах платинометалльных руд месторождений уральского типа (массивы гор Соловьёвой и Косьюинский Камень).

1 – хромитовый подтип; 2 – дунитовый подтип; 3 – пегматитовый подтип; 4 – хромшпинелиды сегрегационных неплатиноносных шлиров и гнезд; 5 – акцессорные хромшпинелиды; 6 – границы поля составов по результатам анализа 107 проб из 6 месторождений двух массивов Платиноносного пояса

платиноворудной зоны – $f=4,0-4,4$ мол.%. Содержание CaO в оливинах также заметно изменяется от 0,31-0,35 мас.% в оливинах фоновых дунитов до 0,25-0,29 мас.% в оливинах негативных геохимических аномалий и до 0,28-0,32 мас.% в оливинах рудовмещающих дунитов платиноворудной зоны (табл.11, рис. 12).

Собственная платиновая минерализация установлена во всех сечениях зоны месторождения Дунитовое (образцы 43V, 50V, DV-1, 66V, 67V, 210V, 211V и др.), а также в оперяющих минерализованных зонах (образцы 3VA, 212V, 7VA и др.). Обнаружена как в полированных шлифах, так и в протолочках перечисленных выше проб, и в большом количестве (сотни зерен) в гравитационных концентратах из проб 43V и 66V. Количество встреченных платиновых зерен в полированных шлифах составляет от 3-5-10 до 48 на один образец. Основное количество их представлено мелкими и тонкими (десятки-сотни микрон) рассеянными включениями, а также гнездообразными скоплениями размером 2x2 – 4x4 мм. Гранулометрический анализ платины месторождения Дунитовое, проведенный на основе изучения 400 зерен, показал, что 83% из них относятся к классу менее 400 мкм, при этом две трети из этих зерен имеют крупность менее 100 мкм. Очень часто мелкие (десятки микрон) идиоморфные кристаллические зерна платины (кубы, кубоктаэдры) заключены в катаклазированных хромшпинелидах, где находятся возле хлорит-серпентиновых обособлений размером до 1-2 мм, и в тонких трещинках катаклаза, часто пересекая (перекрывая) и цементи-

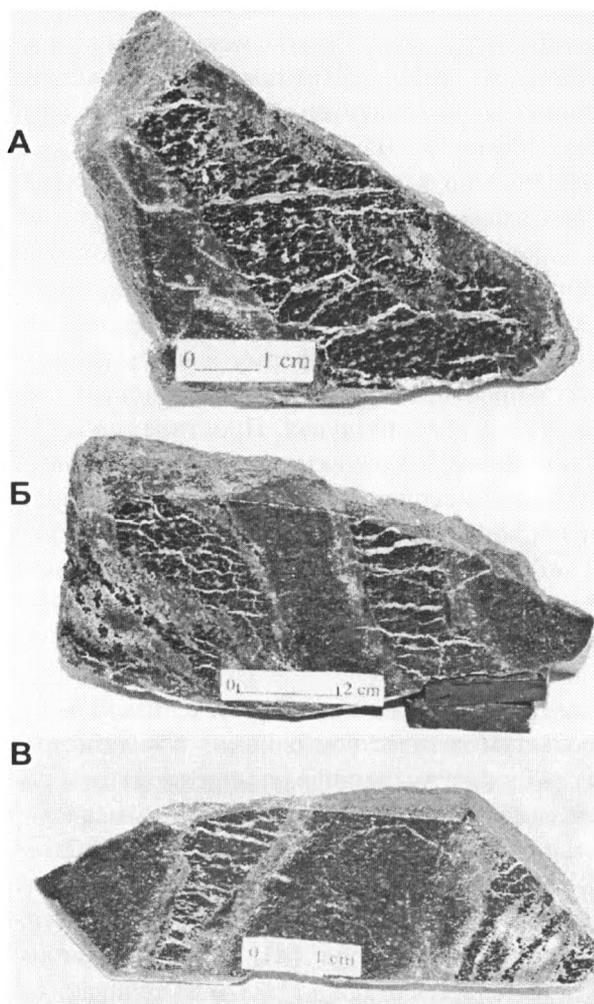


Рис. 11. Характерные текстуры хромит-платинометаллических руд дунитового подтипа.

Тип маломощных коротких каемчатых жил, формирующих прожилковые зоны. Катаклаз и будинированность отдельных жил (жилных зон) подчеркивается многочисленными различно ориентированными карбонатными прожилками, секущими не только руду и серпентиновые каймы, но и рудовмещающие дуниты. Цемент руд и каймы сложены лизардитом с незначительной примесью хлорита. Месторождение Дунитовое. Обр. 66-67В

руа их без следов последующих деформаций. Реже более крупные (сотни микрон) так же обычно идиоморфные кристаллические зерна и сростки кристаллических зерен платины включены в силикатный цемент руд либо находятся на контактах хромшпинелидов и силикатов. По составу платина представляет собой железо-платиновые твердые растворы, обогащенные медью и никелем. Оптические свойства и соотношения основных компонентов позволяют отнести ее к малоиридной тетраферроплатине; встречаются единичные зерна малоиридной изоферроплатины (табл. 12). Эти результаты подтверждаются данными рентгеноструктурного изучения зерен платины, большинство из которых представлено тетраферроплатиной. Таким образом, для руд дунитового подтипа наиболее характерна мелкая и тонкая идиоморфная тетраферроплатина с пониженными содержаниями иридия и повышенными содержаниями никеля и, особенно, меди.

Пегматитовый подтип. В 1941 г., при проведении поисковых работ на платину в дунитах Каменнокозьвинского массива кытлымского комплекса, Н.В. Бутыриным вблизи их контакта с клинопироксенитами были выявлены небольшие тела платиноносных пироксенит-пегматитов со специфичной хромтитаномагнетитовой минерализацией (рис. 13). Наиболее крупное из этих тел, известное как Бутыринское рудопоявление, вскрыто шурфом № 24 и канавами-рассечками из этого шурфа. Расположенное в 500 м от зоны контакта дунитов с клинопироксенитами на водоразделе Ободранного и Юдинского Логов, рудное тело сложено разнoзернистыми и крупнозернистыми клинопироксенитами с вкрапленно-прожилковым хромтитаномагнетитовым оруденением. Пироксенит-пегматитовая жила имеет сложную форму и неоднородное внутреннее строение. Длина жилы по простиранию около 6 м, мощность изменяется от 5-10 см на выклинивании до 1,2 м в раздувах. Простирание жилы СВ 60° с падением на СЗ под углами 60-80°. Контакты жилы и ее апофиз с дунитами резкие. В зонах контактов дунит серпентинизирован интенсивнее и здесь появляются каймы осветления мощностью до 5 мм. В раздувах жила содержит округлые, эллипсоидальные и угловатые останцы дунита с размером в поперечнике 1-15 см, количество которых достигает 70% от объема жилы. На выклинивании количество их падает до 10%, в апофизах они вообще отсутствуют.

Жила сложена клинопироксеном ряда диопсид-геденбергит с низкой железистостью (7,0-12,0 мол.%) и небольшим количеством оливина с железистостью 8,2-8,6 мол.% (табл. 13). Другие силикатные минералы представлены роговой обманкой и ортопироксеном типа энстатита. Главным рудным минералом является хромтитаномагнетит, обладающий специфичным и аномальным для Платиноносного пояса составом (табл. 14). Он образует прожилковидные участки густовкрапленного и сплошного сложения, а также участки с вкрапленной сидеронитовой и петельчатой текстурами (рис. 14). Размер индивидуальных зерен хромтитаномагнетита изменяется от 0,2 до 1,2 мм. В силикатных минералах присутствуют и более крупные идиоморфные включения хромтитаномагнетита размером до 1-2 мм. Из других рудных минералов в жиле присутствуют пирит, халькопирит, пентландит, ковеллин, медь самородная, минералы платиновых металлов. Содержание платиноидов в рудах, по данным Н.В. Бутырина, составляет от 34,8 до 49,7 г/т при ведущей роли платины и палладия; по данным П.Я. Яроша и В.Г. Фоминых [1976] – от 1-5 до 20-60 г/т при аналогичной специализации руд. Несмотря на скромные размеры, этот объект издавна привлекал к себе пристальное внимание из-за высоких суммарных концентраций платиновых металлов, аномальной палладиеносности руд и необычного состава хромтитаномагнетита. Несмотря на совершенно недостаточную изученность, эти рудоносные пироксенит-пегматиты постоянно рассматривались в качестве генотипа месторождений платины “пироксенитового палладиевого типа” [Иванов, Лизунов, 1944 и др.].

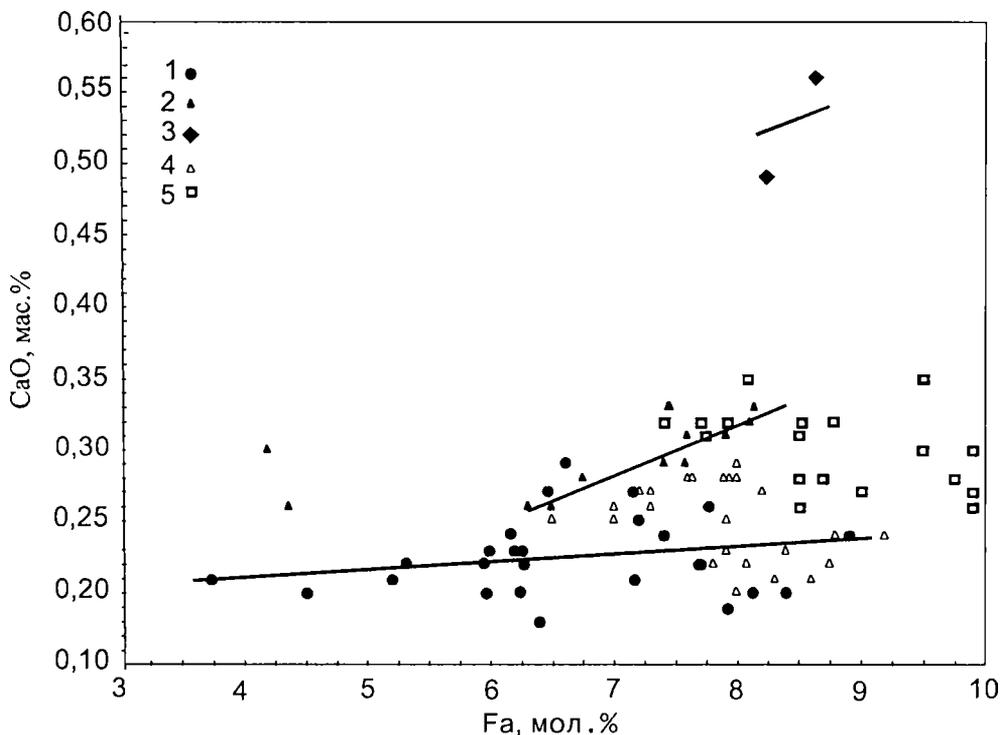


Рис. 12. Железистость (Fa, мол.%) и содержание CaO (вес.%) в оливинах хромит-платиновых руд уральского типа и рудовмещающих дунитах.

1-3 – подтипы: 1 – хромитовый, 2 – дунитовый, 3 – пегматитовый; 4 – негативные геохимические аномалии; 5 – фоновые дуниты

Предпринятое нами детальное изучение геологических и минералого-геохимических особенностей этого объекта приводит к выводу, что мы имеем дело с новым, третьим после хромитового и дунитового, подтипом платинометалльного оруденения в объеме уральского типа платинометалльных руд. Проведенное детальное опробование Бутыринского рудопоявления выявило неравномерное распределение платиновых металлов в рядовых пробах (от 1-2 до 20 г/т) при следующем устойчивом ряде их убывания: платина, палладий, иридий, родий, осмий, рутений. В рудовмещающих фоновых дунитах из зоны контакта с пироксенитовой жиллой содержание платиновых металлов резко падает – до 25-100 мг/т по платине и до 5-10 мг/т – по палладию. Негативного ореола в рудовмещающих дунитах не обнаружено. Из канав-рассечек, проследивших рудоносную жилу, а также из отвалов шурфа № 24, в котором она впервые была обнаружена, нами отобрана крупнообъемная проба весом 52 кг, характеризующая без изъятия весь материал сечения жилы от контакта до контакта, включая и останцы дунита. После обычной процедуры пробоподготовки крупнообъ-

Таблица 12

Химический состав минералов платины дунитового подтипа, мас. %

№ пп	№обр	Pt	Pd	Ir	Os	Ru	Rh	Fe	Cu	Ni	сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	6-2	73,48	0,22	0,45	0,00	0,03	0,61	14,23	8,03	0,41	97,46
2	211-10	74,72	0,28	0,68	0,00	0,00	0,33	14,10	3,52	4,84	98,47
3	66-5	75,85	0,25	0,78	0,00	0,00	0,26	14,78	5,60	2,19	99,71
4	66-5	73,81	0,24	0,80	0,00	0,00	0,27	14,83	5,61	2,28	97,84
5	211-10	74,36	0,27	0,87	0,00	0,00	0,36	14,08	3,43	5,05	98,42
6	211-10	74,34	0,34	0,94	0,00	0,00	0,34	14,05	3,94	4,30	98,25
7	6-4	74,66	0,29	1,01	0,02	0,01	0,80	12,57	8,32	0,37	98,05
8	211-5	74,34	0,26	1,08	0,00	0,00	0,30	14,77	5,45	2,22	98,42
9	6-13	75,36	0,24	1,10	0,00	0,00	0,61	16,00	2,49	1,29	97,09
10	211-5	73,85	0,26	1,19	0,00	0,00	0,33	14,59	5,32	2,43	97,97
11	6-15	75,39	0,25	1,25	0,00	0,03	0,57	13,61	3,77	4,20	99,07
12	211-10	73,79	0,26	1,27	0,00	0,00	0,33	14,07	3,49	5,15	98,36
13	6-20	75,97	0,25	1,32	0,00	0,04	0,57	12,90	8,13	0,25	99,43
14	6-3	73,80	0,28	1,33	0,00	0,09	0,58	12,37	8,69	0,21	97,35
15	211-5	74,91	0,24	1,37	0,00	0,00	0,31	14,15	5,17	2,36	98,51
16	6-18a	75,76	0,30	1,38	0,00	0,03	0,55	16,19	4,90	0,44	99,55
17	43-95	74,67	0,26	1,45	0,00	0,03	0,84	14,16	3,78	5,20	100,39
18	43-96	74,38	0,26	1,46	0,00	0,03	0,77	14,16	3,64	4,66	99,36
19	6-11	75,70	0,33	1,54	0,00	0,00	0,57	12,62	7,79	0,22	98,77
20	6-14	75,97	0,28	1,56	0,00	0,00	0,67	17,23	2,95	1,22	99,88
21	211-5	73,92	0,24	1,57	0,00	0,00	0,31	15,07	5,51	2,28	98,90
22	211-10	73,02	0,29	1,58	0,00	0,00	0,38	13,70	3,74	4,31	97,02
23	6-5	73,73	0,23	1,59	0,00	0,02	0,61	12,05	8,82	0,21	97,26
24	6-6	74,02	0,21	1,61	0,00	0,03	0,57	12,49	8,31	0,19	97,43
25	6-19	73,55	0,27	1,65	0,02	0,03	0,58	12,31	8,59	0,27	97,27
26	6-7	73,10	0,29	1,66	0,00	0,00	0,64	15,35	4,16	2,11	97,31
27	6-16	74,54	0,33	1,70	0,00	0,00	0,57	11,87	8,93	0,21	98,15
28	6-8	74,85	0,24	1,77	0,00	0,01	0,64	13,17	8,78	0,27	99,73
29	43-94	74,65	0,13	1,81	0,00	0,02	0,73	14,98	2,87	2,02	97,21
30	6-1	74,15	0,36	1,99	0,00	0,03	0,70	12,27	8,80	0,20	98,50
31	43-93	75,17	0,27	2,02	0,00	0,03	0,77	14,97	2,88	2,01	98,12
32	43-91	72,20	0,13	2,04	0,00	0,02	0,70	13,65	2,47	7,06	98,27
33	43-92	72,14	0,13	2,08	0,00	0,03	0,65	13,48	2,47	7,02	98,00
34	6-10	73,80	0,25	2,08	0,00	0,04	0,68	12,25	8,46	0,61	98,17
35	6-12	73,81	0,30	2,28	0,07	0,03	0,68	12,57	9,29	0,43	99,46
36	6-9	75,83	0,26	2,43	0,00	0,06	0,64	15,49	6,04	0,44	101,19
37	6-17	75,32	0,24	3,35	0,00	0,05	0,61	17,17	1,66	1,14	99,54
38	6-186	84,01	0,44	0,86	0,00	0,03	0,69	12,46	1,07	0,82	100,38
39	6-8a	81,63	0,30	1,81	0,14	0,00	0,65	12,24	0,91	0,31	97,99
40	6-9a	83,05	0,40	2,35	0,00	0,06	0,58	12,70	0,79	0,55	100,48
Атомные концентрации											
1	6-2	48,572	0,267	0,302	0,000	0,038	0,764	32,859	16,297	0,901	
2	211-10	48,934	0,336	0,452	0,000	0,000	0,410	32,257	7,078	10,533	
3	66-5	49,351	0,298	0,515	0,000	0,000	0,321	33,593	11,187	4,735	
4	66-5	48,502	0,289	0,534	0,000	0,000	0,336	34,042	11,319	4,978	
5	211-10	48,627	0,324	0,577	0,000	0,000	0,446	32,165	6,887	10,974	

Таблица 12 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
6	211-10	48,899	0,410	0,627	0,000	0,000	0,424	32,284	7,957	9,399	
7	6-4	50,290	0,358	0,691	0,014	0,013	1,022	29,577	17,207	0,828	
8	211-5	48,848	0,313	0,720	0,000	0,000	0,374	33,903	10,995	4,847	
9	6-13	51,652	0,302	0,765	0,000	0,000	0,793	38,310	5,240	2,938	
10	211-5	48,734	0,315	0,797	0,000	0,000	0,413	33,634	10,779	5,328	
11	6-15	49,818	0,303	0,838	0,000	0,038	0,714	31,417	7,649	9,223	
12	211-10	48,178	0,311	0,842	0,000	0,000	0,409	32,091	6,996	11,173	
13	6-20	50,720	0,306	0,895	0,000	0,051	0,721	30,086	16,666	0,555	
14	6-3	50,024	0,348	0,915	0,000	0,118	0,745	29,291	18,086	0,473	
15	211-5	49,783	0,292	0,924	0,000	0,000	0,391	32,850	10,549	5,211	
16	6-18a	49,883	0,362	0,922	0,000	0,038	0,687	37,239	9,906	0,963	
17	43-95	47,694	0,304	0,940	0,000	0,000	1,017	31,595	7,413	11,037	
18	43-96	48,322	0,310	0,963	0,000	0,000	0,948	32,136	7,261	10,060	
19	6-11	51,258	0,410	1,058	0,000	0,000	0,732	29,851	16,196	0,495	
20	6-14	49,771	0,336	1,038	0,000	0,000	0,832	39,433	5,934	2,656	
21	211-5	48,100	0,286	1,037	0,000	0,000	0,382	34,256	11,009	4,930	
22	211-10	48,830	0,356	1,072	0,000	0,000	0,482	32,004	7,679	9,577	
23	6-5	50,214	0,287	1,099	0,000	0,026	0,788	28,668	18,443	0,475	
24	6-6	50,370	0,262	1,112	0,000	0,039	0,735	29,690	17,362	0,430	
25	6-19	49,978	0,336	1,138	0,014	0,039	0,747	29,220	17,918	0,610	
26	6-7	48,754	0,355	1,124	0,000	0,000	0,809	35,763	8,519	4,676	
27	6-16	50,524	0,410	1,170	0,000	0,000	0,732	28,106	18,585	0,473	
28	6-8	49,185	0,289	1,180	0,000	0,013	0,797	30,232	17,714	0,590	
29	43-94	51,143	0,163	1,259	0,000	0,000	0,948	35,851	6,037	4,599	
30	6-1	49,845	0,444	1,358	0,000	0,039	0,892	28,813	18,163	0,446	
31	43-93	51,135	0,337	1,402	0,000	0,000	0,993	35,574	6,015	4,544	
32	43-91	46,712	0,154	1,340	0,000	0,000	0,859	30,850	4,907	15,178	
33	43-92	46,929	0,155	1,373	0,000	0,000	0,802	30,633	4,933	15,175	
34	6-10	49,686	0,309	1,421	0,000	0,052	0,868	28,811	17,488	1,365	
35	6-12	48,573	0,362	1,523	0,048	0,038	0,848	28,897	18,771	0,940	
36	6-9	49,170	0,309	1,599	0,000	0,075	0,787	35,087	12,025	0,948	
37	6-17	50,456	0,295	2,278	0,000	0,065	0,775	40,180	3,414	2,537	
38	6-18b	61,504	0,591	0,639	0,000	0,042	0,958	31,866	2,405	1,995	
39	6-8a	61,853	0,417	1,392	0,109	0,000	0,934	32,398	2,117	0,780	
40	6-9a	61,065	0,539	1,754	0,000	0,085	0,809	32,621	1,783	1,344	

Примечание. 1-40 – образцы месторождения Дунитовое, Соловьевогорский дунитовый карьер. Анализы выполнены методами РСМА на приборе «ГХА-5» в ИГГ УрО РАН (аналитики В.Г. Гмыра, Л.К. Воронина). Образцы 1-35 – тетраферроплатина малоиридистая; 36, 37 – тетраферроплатина иридистая; 38-40 – изоферроплатина малоиридистая.

емная проба Б-1 была проанализирована и затем обогащена по комбинированной (гравитационно-флотационной схеме). Выполнен анализ всех промпродуктов и концентратов на благородные и цветные металлы, а также хром и серу (табл. 15). Суммарное содержание платиновых металлов в композитной пробе составляет около 3 г/т при содержании оксида хрома 2,9 мас.%. Во флотационных концентратах содержание платиноидов около 47 г/т, при содержании оксида хрома 1,38, меди 1,12, никеля и серы 0,77 мас.%. Из полученных концентратов

изготовлены цементационные препараты (полированные шлифы), в которых найдены и изучены многочисленные (более 75 фаз) мелкие и тонкие зерна платиновых и палладиевых минералов, находящихся в сростании с хромтитаномагнетитом, клинопироксеном, амфиболом и сульфидами цветных металлов. Рудообразующие хромтитаномагнетиты на диаграмме “хромистость-магнезиальность” формируют изолированное поле составов с параметрами $Cr/(Cr+Al)=0,71-0,76$ и $Mg/(Mg+Fe^{2+})=0,22-0,37$, завершающее эволюцию составов хромферришпинелидов в месторождениях платиновых руд уральского типа на заключительной стадии их образования (рис. 9). Сосуществующие с ними оливины имеют также повышенную железистость (8,2-8,6 мол.%) и содержат максимальное количество $CaO - 0,49-0,56$ мас.%. Гранулометрический анализ платины, проведенный на основе изучения 75 зерен, показал, что 87% из них относится к классу менее 100 мкм, 11,5% – к классу 100-400 мкм и лишь 1,5% зерен – к классу более 400 мкм. Полифазные (2-4-х фазные) выделения платиновых и палладиевых минералов часто имеют сложное пятнистое и зональное строение с неравномерным распределением основных минералообразующих компонентов - платины, палладия, железа, меди, ртути. Ксеноморфные сложные и пластинчатые зерна и кристаллические сростки зерен платины с периферии образуют палладиевыми фазами и амальгамами, а также имеют каймы из самородной меди. Платиновые фазы идиоморфной формы встречаются крайне редко, имеют размеры 10-15 до 20-40 мкм и включены в различные силикатные минералы. Основные платиновые и палладиевые минералы руд представлены палладистой и медистой тетраферроплатиной, палладистой и медистой ферроникельплатиной, палладистым туламинитом, а так же амальгамами платинисто-палладистой меди с широко варьирующими стехиометрическими соотношениями от $Me_9Hg_1 - Me_5Hg_1$ до $Me_3Hg_1 - Me_2Hg_1$ (табл. 16). В ассоциирующих с платиновыми и палладиевыми минералами сульфидах и арсенидах цветных металлов, а также в самородной меди установлены ощутимые примесные количества благородных металлов. Таким образом, для руд пегматитового подтипа наиболее характерна тонкая пылевидная платино-палладиевая минерализация пестрого состава, представленная в первую очередь палладистой малоиридистой тетраферроплатиной, палладистым малоиридистым туламинитом и широко варьирующими по составу амальгамами платинисто-палладистой меди.

**Основные парагенезисы минералов платиновых металлов
в различных подтипах хромит-платиновых руд уральского типа:
типохимизм, типоморфизм, россыпеобразующая способность**

Установленная гетерогенность платиновых руд уральского типа и отчетливая связь каждого из трех выделенных подтипов со своими характерными парагенезисами рудных и силикатных минералов определяются особенностями геолого-структурной обстановки их формирования и отражают общую эволюцию рудообразующей системы в комплексах Платиноносного пояса Урала.

**Химический состав оливинов
из руд пегматитового подтипа, мас. %**

№пп	№проб	Основные компоненты							f, мол.%
		SiO ₂	FeO ⁺	MgO	CaO	MnO	NiO	сумма	
1	В-1-2-4	40,90	7,96	49,85	0,49	0,26	-	99,46	8,23
2	В-1-2-5	40,96	8,41	50,10	0,56	0,23	-	100,26	8,61

Примечание. Образцы из Бутыринского рудопроявления. Анализы выполнены методами РСМА на приборе «ИХА-5» в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Л.К. Воронина). FeO⁺ – все железо в виде FeO.

Таблица 14

**Химический состав хромтитаномагнетитов
из руд пегматитового субтипа, мас. %**

№ пп	№ обр.	Основные компоненты							Cr/(Cr+Al)	Mg/(Mg+Fe ²⁺)
		TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO ⁺	MnO	MgO	Сумма		
1	Б1-1	1,98	7,14	28,35	55,95	0,44	5,28	99,14	0,73	0,27
2	Б1-2	1,98	5,72	27,06	59,24	0,29	4,72	99,00	0,76	0,25
3	Б1-3	2,60	6,17	25,17	57,35	0,29	5,78	97,36	0,73	0,31
4	Б1-4	2,14	5,96	25,98	57,92	0,29	7,19	99,48	0,75	0,37
5	Б1-5	2,10	6,00	23,27	63,10	0,32	6,40	101,19	0,72	0,32
6	Б1-6	2,74	5,55	22,61	64,26	0,44	4,14	99,30	0,73	0,22
7	Б1-7	2,44	5,97	22,13	64,74	0,29	4,14	99,69	0,71	0,22

Примечание. Образцы из Бутыринского рудопроявления. Анализы выполнены методами РСМА на приборе «ИХА-5» в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Л.К. Воронина). FeO⁺ – все железо в виде FeO.

Хромитовый подтип руд. Как отмечалось выше, для хромит-платиновых руд этого подтипа характерна тесная связь наиболее высокохромистых предельно магнезиальных хромшпинелидов с наименее железистыми оливинами и наиболее иридийсодержащими минералами. Железо-платиновые сплавы являются наиболее распространенными минералами платиновых металлов в рудах хромитового подтипа, составляющими около 95% из идентифицированных минеральных фаз платины. Отношение суммы всех ЭПГ в платине к сумме благородных примесей (Fe+Cu+Ni) в ней изменяется в пределах, ат.‰: 71,67/28,33 и 64,89/35,11 (62,38/37,62 и 49,62/50,38) для месторождения Госшахта; далее 68,53/31,47 и 66,35/33,65 для месторождения Александровское – Восточное; далее 71,10/28,90 и 66,62/33,38 для месторождения Крутой Лог – Катаевское; далее 68,79/31,21 и 64,31/35,69 для месторождения Сырковское (см. табл. 9). Содержание меди в этих составах обычно от 0,73 до 2,51 ат.‰ с возрастанием в отдельных случаях до 5,6-6,1 ат.‰. Со-

Таблица 15

Результаты флотации палладиево-платиновых руд Бутыринского рудопроявления. Проба Б-1

	в г/т										мас. %				
	Pt	Pd	Ir	Rh	Os	Ru	Au	Cr ₂ O ₃	Cu	Ni	Co	S			
к-т	24,47	17,53	2,98	0,55	0,51	0,23	1,80	1,38	1,120	0,160	0,013	0,770			
пр.прIII	13,30	10,90	0,24	0,29	0,042	0,030	0,70	1,62	0,086	0,073	0,007	0,076			
пр.прII	5,12	3,60	0,045	0,07	0,041	0,070	0,68	1,65	0,037	0,058	0,006	0,043			
пр.прI	3,20	2,25	0,040	0,064	0,028	0,026	0,45	2,10	0,020	0,058	0,005	0,022			
к-т контр. флотац.	3,90	2,70	0,040	0,064	0,04	0,017	0,61	1,76	0,028	0,058	0,005	0,030			
хвосты контр. флотац.	0,88	0,51	0,010	0,014	0,019	0,010	0,50	2,99	0,007	0,046	0,006	0,012			
исходн. руда	1,54	1,18	0,060	0,015	0,035	0,015	0,03	2,90	0,014	0,050	0,006	0,015			

Примечание. Анализы на ЭПГ выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и спектрофотометрическим методами по аттестованным и сертифицированным методикам с чувствительностью: Pt – 10 мг/т, Pd – 2 мг/т, Rh – 5 мг/т, Ir – 10 мг/т, Ru – 6 мг/т, Os – 6 мг/т. (Аналитики И.И. Неустрова, Ю.П. Любимцева, О.А. Березникова). К-т – концентрат флотации палладиево-платиновых руд, пр.пр. III – промпродукт III флотации руд, пр.пр. II – промпродукт II флотации руд, пр.пр. I – промпродукт I флотации руд, к-т контр. Флог. – концентрат контрольной флотации руд, Хвосты контр. флот. – хвосты контрольной флотации руд, исход. руда – исходная руда пробы Бутыринского рудопроявления.

Таблица 16
Химический состав минералов платиновых металлов из руд пегматитового подтипа, мас. %

№п/п	№обр.	Pt	Pd	Rh	Ir	Au	Fe	Cu	Ni	Hg	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Б-1-10	71,96	4,20	0,02	0,60	0,02	14,00	6,62	0,26	0,63	98,31
2	Б-1-13	70,50	5,20	0,11	1,04	0,00	11,60	8,20	0,92	1,04	98,61
3	Б-1-19	70,20	2,00	0,04	1,80	0,00	11,61	10,90	0,64	0,90	98,09
4	Б-1-21	71,50	1,74	0,06	1,12	0,00	12,10	11,00	0,56	0,46	98,54
5	Б-1-22	69,20	4,50	0,06	1,60	0,00	13,30	11,80	0,81	0,39	101,66
6	Б-1-25	72,29	2,80	0,05	1,20	0,00	10,94	10,89	2,03	0,41	100,61
7	Б-1-7	55,60	14,00	0,07	2,30	0,03	2,60	3,33	13,64	10,40	101,97
8	Б-1-1	70,68	1,90	0,05	0,48	0,00	12,63	10,93	1,10	0,71	98,48
9	Б-1-2	70,42	3,89	0,03	1,66	0,03	11,14	8,25	0,73	5,00	101,15
10	Б-1-8	63,00	6,49	0,04	0,91	0,02	4,34	11,80	2,46	12,90	101,96
11	Б-1-12	71,80	6,55	0,11	0,82	0,02	9,96	11,90	0,38	0,41	101,95
12	Б-1-16	68,90	5,80	0,03	0,78	0,00	11,90	13,00	1,27	0,57	102,25
13	Б-1-18	71,00	1,50	0,03	0,56	0,00	11,64	14,60	0,72	0,38	100,43
14	Б1-3	35,94	16,10	0,00	1,15	0,02	4,65	22,40	0,51	17,82	98,59
15	Б-1-4	38,30	24,66	0,00	0,78	0,02	2,27	9,54	0,64	25,21	101,42
16	Б-1-9	15,10	33,09	0,00	1,70	0,00	4,74	11,43	2,36	30,41	98,83
17	Б-1-11	32,70	30,43	0,00	0,32	0,02	2,66	3,00	0,41	31,78	101,32
18	Б-1-17	20,61	26,20	0,10	1,80	0,00	3,60	15,00	2,00	32,60	101,91
19	Б-1-5	6,22	34,80	0,00	0,60	0,04	2,11	21,10	0,29	33,10	98,26
20	Б-1-6	20,71	30,63	0,00	0,47	0,02	3,67	5,12	3,37	36,80	100,79
21	Б-1-23	3,69	31,99	0,00	9,10	0,03	2,60	12,20	1,07	37,35	98,03
22	Б-1-15	5,60	30,90	0,00	4,60	0,03	5,20	5,80	0,74	43,30	96,17

Таблица 16 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
23	Б-1-20	2,90	31,30	0,00	5,90	0,04	2,10	10,41	1,05	43,74	97,44
24	Б-1-14	5,10	31,40	0,00	4,00	0,02	3,00	9,30	0,39	44,00	97,21
25	Б-1-24	3,53	30,40	0,00	8,00	0,04	1,06	8,90	0,45	45,40	97,78
Атомные концентрации											
1	Б-1-10	47,644	5,099	0,025	0,403	0,013	32,380	13,458	0,572	0,406	
2	Б-1-13	46,668	6,312	0,139	0,699	0,000	26,822	16,666	2,024	0,670	
3	Б-1-19	45,954	2,400	0,050	1,196	0,000	26,527	21,908	1,392	0,573	
4	Б-1-21	46,341	2,068	0,074	0,737	0,00	27,394	21,890	1,206	0,290	
5	Б-1-22	41,952	5,002	0,069	0,985	0,000	28,166	21,964	1,632	0,230	
6	Б-1-25	45,889	3,259	0,060	0,773	0,000	24,259	21,225	4,282	0,253	
7	Б-1-7	35,076	16,194	0,084	1,473	0,018	5,730	6,450	28,594	6,381	
8	Б-1-1	45,085	2,222	0,060	0,311	0,000	28,143	21,407	2,332	0,440	
9	Б-1-2	46,652	4,725	0,038	1,116	0,020	25,781	16,781	1,607	3,280	
10	Б-1-8	42,471	8,022	0,051	0,623	0,013	10,220	24,631	5,511	8,458	
11	Б-1-12	45,483	7,608	0,132	0,527	0,012	22,040	23,145	0,800	0,253	
12	Б-1-16	41,346	6,382	0,034	0,475	0,000	24,946	23,952	2,532	0,333	
13	Б-1-18	43,658	1,691	0,035	0,350	0,000	25,003	27,565	1,471	0,227	
14	Б-1-3	21,055	17,294	0,000	0,684	0,012	9,517	40,292	0,993	10,153	
15	Б-1-4	25,846	30,513	0,000	0,535	0,013	5,351	19,767	1,435	16,54	
16	Б-1-9	9,062	36,410	0,000	1,042	0,000	9,937	21,060	4,710	17,780	

Таблица 16 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
17	Б-1-11	23,422	39,964	0,000	0,233	0,012	6,656	6,598	0,976	22,139	
18	Б-1-17	12,288	28,656	0,113	1,091	0,000	7,502	27,473	3,964	18,913	
19	Б-1-5	3,534	36,257	0,000	0,346	0,023	4,188	36,812	0,547	18,292	
20	Б-1-6	13,542	36,723	0,000	0,312	0,013	8,406	10,279	7,322	23,403	
21	Б-1-23	2,335	37,116	0,000	5,845	0,019	5,747	23,703	2,250	22,986	
22	Б-1-15	3,797	38,411	0,000	3,166	0,020	12,315	12,073	1,667	28,551	
23	Б-1-20	1,872	38,104	0,000	3,976	0,026	4,870	20,589	2,317	28,245	
24	Б-1-14	3,403	38,411	0,000	2,709	0,013	6,992	19,050	0,865	28,558	
25	Б-1-24	2,452	38,712	0,000	5,554	0,027	2,572	18,978	1,039	30,666	

Примечание. Образцы из Бутыринского рудопроявления. Анализы выполнены методами РСМА на приборе «ИХА-5» в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Л.К. Воронина). Образцы 1-6 – тетраферроплатина палладистая, медистая малоиридистая; 7 – ферроникельплатина палладистая и медистая; 8-13 – туламинит палладистый; 14-25 – амальгамы платинисто-палладистой меди.

держание никеля обычно от 0,2 до 1,0 ат.% с возрастанием в отдельных образцах до 6,0- 16,6 ат.%. Иридий является характерной постоянной составляющей в количестве от 1,0 до 3,0 ат.%, в единичных случаях до 8,0 ат.% (см. табл. 9). Палладий и родий обычно присутствуют в небольших количествах – менее 1,0 ат.%. Осмий и рутений либо отсутствуют вообще, либо установлены в незначительных количествах – менее 0,1-0,5 ат.%. Зерна платины являются неоднородными и часто состоят из двух-четырех минеральных фаз. Наиболее распространенными (около 80% фаз) являются составы со стехиометрическими соотношениями, приближающимися к 3:1 (ЭПГ 2,80-2,62, БМ – Базисные Металлы 1,20-1,38). Более редкие составы (около 13,5% фаз) имеют соотношения 1:1 (ЭПГ 1,0-1,1, БМ 1,0-0,9) при ведущей роли железа. Еще более редкие составы (около 5,5% фаз) при той же стехиометрии обогащены медью (ЭПГ 1,0 (Cu,Fe – 1,0)). Прочие составы (менее 1% фаз) представлены редкими изолированными включениями минералов платиновых металлов в платине и продуктами распада в ней твердых растворов тугоплавких платиноидов (иридия, осмия, рутения). Таким образом, на основе оптических, кристалломорфологических и вещественных характеристик

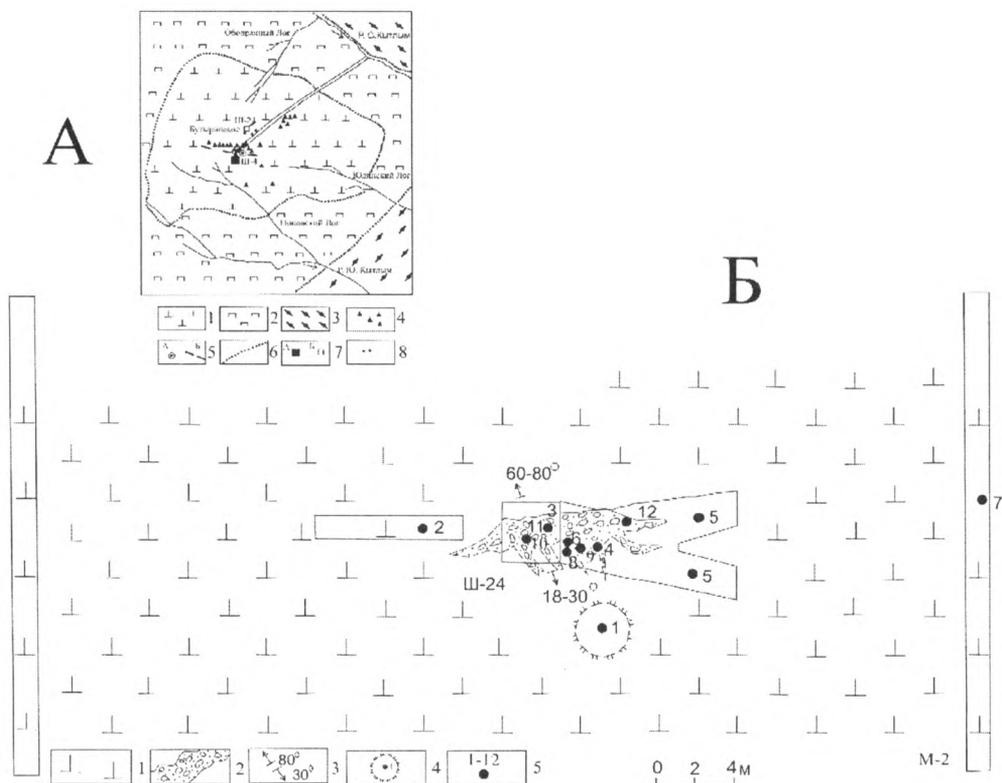


Рис. 13

Рис. 13. Схематическая геологическая карта массива г. Косьвинский Камень (А) и геологический план-схема горных выработок и схема опробования Бутыринского палладиево-платинового рудопроявления (Б).

А: 1 – дуниты; 2 – клинопироксениты; 3 – кытлымиты; 4 – гнезда и жилы хромитов; 5 – хромит-платиновые рудные тела: а – столбо-трубообразные; б – зоны линейных жил; 6 – геологические границы; 7 – горные выработки: а – глубокая шахта №4; б – Бутыринское рудопроявление; 8 – места отбора проб на платину.

Б: 1 – дуниты; 2 – пироксенит-пегматиты с включениями обломков дунита; 3 – элементы залегания рудной жилы; 4 – рудный штабель шурфа № 24; 5 – места отбора проб для анализа на платиновые металлы

(соотношения основных компонентов в минералах) можно считать установленным, что в рудах хромитового подтипа наиболее распространена изоферроплатина иридиская, а в отдельных случаях и высокоиридиская (см. табл. 9, ан.30,31). Реже присутствуют составы, отвечающие по тем же характеристикам иридиской тетраферроплатине и туламиниту. Изучение распределения основных минералообразующих компонентов внутри минеральных зерен показало, что для рассмотренных железо-платиновых твердых растворов характерно относительно равномерное распределение всех компонентов, включая иридий, родий, медь и никель.

Установленный типохимизм изоферроплатины месторождения Госшахта заключается в устойчиво повышенном содержании иридия (2,29 ат.%) при крайне низких примесных количествах меди (1,33 ат.%) и, особенно, никеля (0,61 ат.%). В других месторождениях Соловьевогорского рудного поля эти содержания в изоферроплатине несколько выше и составляют для иридия 3,29 ат.%, для меди 1,43 ат.% и никеля 0,68 ат.%. Типохимизм тетраферроплатины месторождения Госшахта несколько иной: при повышенном содержании иридия (2,37 ат.%) в ней присутствует больше меди (3,90 ат.%) и, особенно, никеля до 8,60 ат.% и более. Иридная изоферроплатина и иридная тетраферроплатина слагает изолированные зерна и скопления кристаллических зерен в хромшпинелидах и оливинах, а также присутствует в виде полифазных сростков, причем иридная тетраферроплатина нарастает в виде тонких (50-200 мкм) кайм на зерна иридной изоферроплатины. В кристаллических зернах высокоиридной изоферроплатины месторождений Сырковское и Крутой Лог встречаются мелкие и тонкие (5-10 до 50 мкм) выделения иридия и осмирида (платинистого осмирида), морфологически похожие на продукты распада твердых растворов иридия и осмия в платине. В парагенезисе с иридной изоферроплатиной и тетраферроплатиной присутствуют также осмирид, иридосмин и лаурит (лаурит осмиевый) в виде пластинчатых и игольчатых включений, доматических кристаллов, пучкообразных гнезд размерами от 5-10 на 20-40 мкм и до 20 на 100-150 мкм, находящихся в краевых частях этих зерен. Полученные данные по составу главных минералов платиновых металлов в месторождениях хромитового подтипа свидетельствуют, что в процессе рудоотложения происходит существенное уменьшение отношения Pt/Ir и отношения платины к сумме благородных примесей (рис. 15). Результаты гранулометрического анализа платины из руд рассмотренных месторождений (Госшахта и Сырковское) показали, что более 80% извлеченных зерен платины относятся к классам крупности более 100 мкм, то есть что руды хромитового подтипа обладают наилучшей способностью к формированию концентраций в виде обычных и самородкосодержащих россыпей.

Дунитовый подтип руд. Руды этого подтипа встречены в различных местах Соловьевогорского рудного поля (участки Александровский, Крутой Лог и др.), но наиболее полно представлены и изучены в пределах месторождения Дунитовое в районе нового Соловьевогорского карьера. Как отмечалось выше, для хромит-платиновых руд дунитового подтипа установлено сонахождение в едином парагенезисе умеренно хромистых и умеренно магнезиальных хромшпинелидов, оливинов относительно повышенной железистости, более железистой и менее иридной, по сравнению с хромитовым подтипом, платины (см. рис. 15, табл. 10-12). Железо-платиновые сплавы являются резко преобладающими минералами платиновых металлов в рудах дунитового подтипа, составляющими около 98% от идентифицированных минеральных фаз. Отношения суммы всех ЭПГ в платине к сумме благородных примесей (Fe+Cu+Ni) в ней изменяется в пределах, ат. %: 53,51/46,49 (64,71/35,29) и 49,07/50,93 (64,25/

35,75). Содержания меди в наиболее распространенных составах от 4,9 до 11,0 ат.% с возрастанием в отдельных образцах до 18,0-19,0 ат.%. Содержание никеля в них от 0,5 до 5,0 ат.% с возрастанием в отдельных образцах до 15,2 ат.%. Иридий является характерной примесью в платине, но обычно присутствует в небольших количествах (от 0,3 до 1,0 ат.%), лишь изредка достигая содержания в 1,50-2,28 ат.% (см. табл. 12). Палладий и родий содержатся в малых количествах - 0,15-0,6 и 0,3-1,0 ат.% соответственно. Осмий и рутений либо вообще отсутствуют, либо содержатся в количествах менее 0,1 ат.%. Зерна платины чаще имеют однородное строение, но иногда состоят из 2-5 минеральных фаз различного состава. Резко преобладают (около 90% фаз) составы со стехиометрическими соотношениями, приближающимися к 1:1 (ЭПГ 1,03; БМ - 0,97). Более редкие составы (около 8% фаз) имеют соотношения ЭПГ 2,59; БМ 1,41. Прочие составы (менее 2% фаз) представлены редкими зернами туламинита и изолированными включениями минералов осмия, рутения и иридия в платине.

Таким образом, на основе оптических характеристик и соотношения основных компонентов в минералах можно считать установленным, что в рудах дунитового подтипа наиболее распространена тетраферроплатина малоиридная и иридная (табл. 12). Редко встречаются составы, отвечающие, в первом приближении, малоиридной изоферроплатине, обогащенной железом, и туламиниту. Изучение распределения основных минералообразующих компонентов (Pt, Fe, Ir, Cu и Ni) по профилям внутри десятков отдельных минеральных зерен тетраферроплатины величиной от 50×50 – 400×400 мкм показало их равномерное распределение, однако установлено, что содержания меди и никеля в них резко изменяются от зерна к зерну даже в пределах одного образца. Установленный типохимизм тетраферроплатины месторождения Дунитовое заключается в устойчиво низком (около 1 ат.%) содержании иридия при высоком (около 11,4 ат.%) содержании меди и повышенном и резко варьирующим содержании никеля (от 5,0 до 15,0 ат.%). Наряду с изолированными однородными кристаллическими зернами малоиридной тетраферроплатины и малоиридной изоферроплатины встречаются их кристаллические сростки зонального строения, центральная часть которых представлена малоиридной изоферроплатиной, а периферия в виде каймы шириной до 100 мкм – тетраферроплатиной. В гнездообразных кристаллических сростках зерен малоиридной тетраферроплатины размером до 1×2 мм встречены идиоморфные игольчатые, пластинчатые и доматические включения иридосмина, осмия самородного и лаурита осмиевого. Полученные данные по составу основных платиновых минералов месторождения Дунитовое (см. табл. 12) свидетельствует о наличии четко выраженного иридиевого тренда, фиксирующего собой резкое понижение содержания иридия и других тугоплавких платиноидов и возрастание содержаний железа и цветных металлов к заключительным стадиям процесса формирования руд дунитового подтипа (см. рис. 15).

Гранулометрический анализ платины, извлеченной из руд этого подтипа, указывает, что менее половины (45%) ее кристаллических зерен относится к

классам крупности более 100 микрон, то есть что руды месторождений дунитового подтипа являются основным поставщиком тонкого и мелкого металла в платиновые россыпи, связанные с месторождениями уральского типа.

Пегматитовый подтип руд. Для палладиево-платиновых руд пегматитового подтипа характерен тесный парагенезис силикатных минералов относительно повышенной железистости (оливинов с Fa 8-9 мол.% и клинопироксенов с Fa 8-12 мол.%) и специфичного рудного минерала - хромферришпинелида, содержащего минимальное количество хрома и магния и максимальное количество железа и титана (см. табл.13-14, рис. 10). Столь же специфичным оказался и состав платиновых и палладиевых фаз, находящихся в парагенезисе с этими силикатными и рудными минералами, а также с сульфидами железа и цветных металлов, количество которых оказалось значительным, в отличие от хромитового и дунитового подтипов руд (см. табл. 15). Железо-платиновые сплавы, обогащенные палладием и медью, составляют около 60% от идентифицированных минеральных фаз платины (см. табл. 16). Около 40% встреченных фаз представлены амальгамами переменного состава на основе палладия, платины и меди. Около 1% фаз сложено сульфидами (арсенидами) цветных металлов и продуктами их изменения, содержащими ощутимые примесные количества палладия, платины, родия и золота (от 0,1-0,5 до 1,0-5,0 мас.%). Отношения суммы всех ЭПГ в платине (палладистой тетраферроплатине, палладистом туламините) к сумме неблагородных примесей в ней изменяется в следующих пределах, ат.‰: 53,82/46,18 (53,76/46,24) и 48,01/51,99 (45,73/54,27). Содержание меди в этих составах от 13,5 до 22,0 ат.‰ с возрастанием в отдельных образцах до 24,0-27,5 ат.‰. Содержание никеля в них от 0,57 до 2,0-5,5 ат.‰ с возрастанием в палладистой ферроникельплатине до 28,5 ат.‰. Иридий является характерной примесью в этих составах, но присутствует в небольших количествах – от 0,3 до 1,0 ат.‰, в единичных случаях – до 1,5 ат.‰. Палладий – типичная примесь в платине, присутствующая в количестве от 2,0 до 8,0 ат.‰, в единичных случаях – до 16,2 ат.‰. Осмий и рутений отсутствуют, родий содержится в минимальных количествах – около и менее 0,1 ат.‰. Составы амальгам варьируют в широких пределах (см. табл. 16): отношение суммы всех ЭПГ в них к сумме неблагородных примесей изменяется от 63,63/36,37 до 39,05/60,95. Содержание платины в них от 1,9 до 25,8 ат.‰, а палладия при этом от 17,3 до 39,9. Медь содержится в количестве от 6,6 до 36,0-40,0 ат.‰. Специфика платино-палладиевых амальгам определяется постоянным присутствием меди и наличием иридия в количестве от 0,2-0,5 до 1,0-3,0 ат.‰, в единичных случаях – до 5,0-6,0 ат.‰. Зерна минералов платиновых металлов чаще имеют 1-2-фазное строение, но иногда состоят из сростков 3-6 минеральных фаз различного состава. Преобладают (около 46% фаз) составы со стехиометрическими соотношениями, приближающимися к 1:1 (ЭПГ 0,96-1,08; БМ – 0,92-1,04). Более редки (около 12% фаз) составы с ЭПГ 1,83-2,15; БМ 1,85-2,17. Среди амальгам платинисто-палладистой меди (около 40% фаз) резко преобладают составы с соотношениями 5:1-3:1 (ЭПГ 4,88; БМ 1,12- ЭПГ 2,95; БМ 1,05).

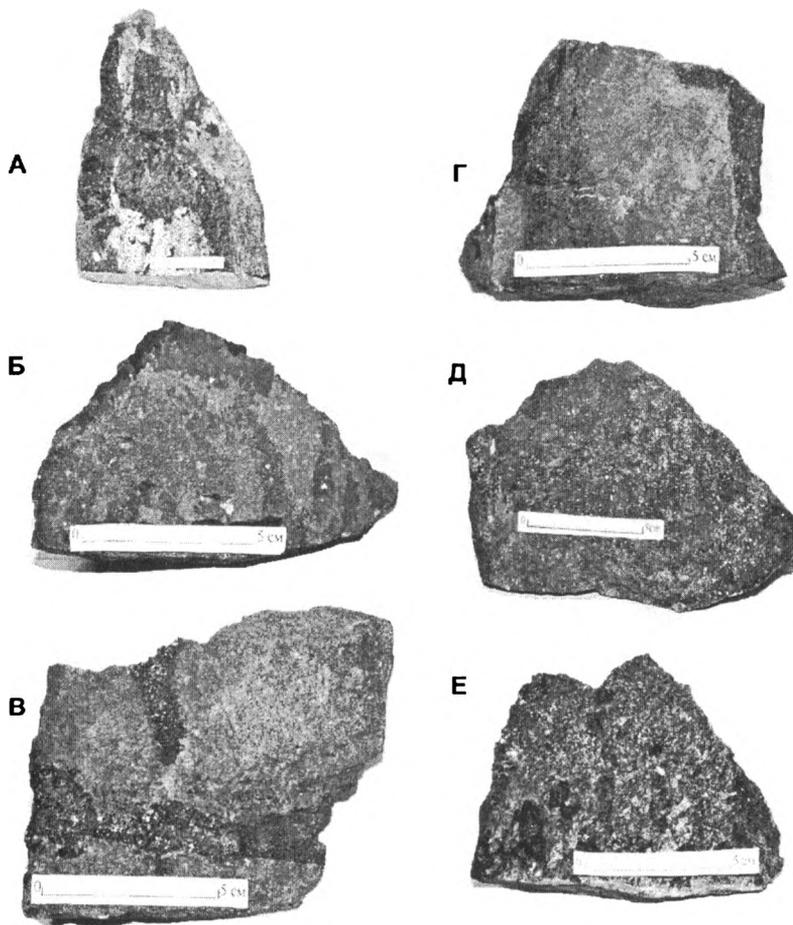


Рис. 14. Характерные текстуры платинометаллических руд пегматитового подтипа.

А – прожилково-вкрапленная текстура руд в приконтактовой части жилы оливинсодержащих клинопироксенит-пегматитов с обломками мелкозернистых дунитов. Черное и темно-серое – хром-титаномagnetит, светло-серое – клинопироксен. По трещинам – пленки карбоната – светло-серое и белое. Серое пятнистое – включения бесформенных обломков дунита. Рудопоявление Бутыринское, шурф № 24. Обр. 27В;

Б – пироксенит-пегматиты полосчатые с мелкопрожилково-вкрапленным хром-титаномagnetитовым оруденением (сидеронитового типа). Серое – хром-титаномagnetит, темно-серое – клинопироксен, черное – крупные секущие кристаллы роговой обманки (белое – блики на плоскости спайности клинопироксена). Рудопоявление Бутыринское, шурф № 24. Обр. 30В;

В – центральная часть жилы пироксенит-пегматитов, обогащенная обломками мелкозернистых дунитов. Обломки дунитов прямоугольной и полигональной формы (светло-серое) размером 5×15 см цементируются хром-титаномagnetитом (черное) и клинопироксеном (светло-серое), формирующими протяженные прожилки мощностью 1-3 см. Рудопоявление Бутыринское, шурф № 24. Обр. 28В;

Таким образом, на основе изучения оптических свойств и соотношения основных компонентов в минералах можно утверждать, что в рудах пегматитового подтипа наиболее распространены тетраферроплатина палладистая и медистая и туламинит палладистый. Менее распространены, но очень характерны, амальгамы платинисто-палладистой меди. Редко встречаются составы, отвечающие палладистой и медистой ферроникельплатине. Изучение распределения основных минералообразующих компонентов по профилям и всей площади зерен платины, имеющих размеры от 50×50 до 100×200 мкм, выявило их характерную неоднородность, определяемую пятнистым распределением концентраций этих элементов и наличием узких (10-25 мкм) кайм и полос, сложенных амальгамами и самородной медью, содержащей примесные количества ЭПГ. Типохимизм тетраферроплатины и туламинита рассматриваемого подтипа руд в первую очередь определяется повышенным и высоким содержанием палладия и меди при устойчиво низких содержаниях иридия и наличии постоянной и характерной примеси ртути в количестве 0,3-0,6 ат.%, в единичных случаях – до 3,0-8,0 ат.%. Амальгамы присутствуют не только в виде кайм и полос на стыках зерен, но и в виде самостоятельных зерен размером от 40×70 до 100×200 мкм в силикатах, хромтитаномагнетитах и сульфидах цветных металлов. Не исключено, что отдельные тонкие (5 мкм и менее) включения в амальгамах сложены медистым потаритом (Pd,Cu)Hg. Морфология выделений минералов платиновых металлов разнообразна, но резко преобладают изометричные, пластинчатые и клиновидные зерна. Реже встречаются кристаллические зерна и сростки неправильной сложной формы и зерна зонального строения. Полученные данные по составу и соотношению основных минералов руд пегматитового подтипа свидетельствуют о возникновении на заключительной стадии их формирования ртутьсодержащих туламинитов и амальгам, содержащих максимальное количество благородных примесей (см. табл. 16, рис. 15). Для рассмотренного парагенезиса характерно присутствие различных сульфидов и арсенидов цветных металлов и продуктов их изменения (замещения), содержащих при-

Г – крупный (4×12 см) обломок мелкозернистого массивного дунита (светло-серое) в клинопироксенит-пегматитовой жиле в окружении сплошного хром-титаномагнетита (темно-серое и черное). Рудопроявление Бутыринское, шурф № 24. Обр. 28В;

Д – хром-титаномагнетитовые руды сидеронитовой текстуры (темно-серое и черное) в жиле клинопироксенит-пегматитов (светло-серое и серое) с многочисленными мелкими ($0,5 \times 0,5 - 1 \times 3$ см) бесформенными обломками дунитов. Рудопроявление Бутыринское, шурф № 24. Обр. 29В;

Е – приконтактная часть жилы клинопироксенит-пегматитов (светло-серое) с бедным вкрапленным хром-титаномагнетитовым оруденением, многочисленными мелкими прожилками и включениями крупных ($0,5 \times 1 - 2 \times 2$ см) кристаллов роговой обманки (черное). Рудопроявление Бутыринское, шурф № 24. Обр. 31В

месные количества палладия, платины, родия и золота. Эти минералы представлены халькопиритом, медистым пентландитом, маухеритом, самородной медью и другими. Так, в арсенидах никеля, типа маухерита, содержится до 5-6 мас.% платины, до 1 мас.% палладия, до 0,9 мас.% иридия и до 0,6 мас.% золота. В медистом пентландите, содержащем до 12,5 мас.% меди, установлено присутствие платины, палладия и родия в количестве до 0,3 и 0,6 и 0,2 мас.% соответственно. Как уже отмечалось выше, по результатам гранулометрического анализа платины, извлеченной из руд пегматитового подтипа (статистика по 75 зернам), 87,0% зерен относится к классам менее 100 мкм, то есть к мелким и тонким классам. Лишь 1,5% из них – к средним и крупным классам – более 400 мкм. Таким образом, установлено, что платинометальная минерализация пегматитового подтипа руд обладает минимальной, по сравнению с хромитовым и дунитовым подтипами руд, россыпеобразующей способностью, добавляя лишь пылевидную платину и амальгамы в материал уральских россыпей.

Геолого-структурная позиция и особенности формирования различных подтипов руд: общая эволюция процесса хромит-платинового рудообразования в месторождениях уральского типа

Детальное геологическое картирование дунитовых тел ряда массивов Платиноносного пояса Урала, выполненное ранее Н.К. Высоцким [1913, 1923] и значительно позднее Бутыриным Н.В. [1945], С.А. Кашиным и др. [1956], Малаховым И.А. и др. [1970], Ивановым О.К. и др. [1980, 1997 и др.] позволило установить пространственное размещение различных типов дунитов, подчеркивающее их гетерогенность, и наметить основные структурные элементы дунитовых ядер. Наиболее тонкозернистые структурные разновидности дунитов, как правило, слагают ряд небольших участков и субмеридионально вытянутых зон в центральных и западных периферийных частях массивов. Встречающиеся чаще мелкозернистые дуниты широко распространены в центральных частях массивов и по периферии дунитовых ядер. Среднезернистые и крупнозернистые дуниты часто пространственно тяготеют к центральным (приапикальным) частям массивов. Так, в частности, в южной и центральной частях массива горы Соловьевой располагаются по крайней мере три зоны крупнозернистых перекристаллизованных дунитов размером 500×600 м каждая. Выше упомянутое крупномасштабное картирование таких зон в верховьях Александровского Лога на южном склоне г. Соловьевой позволило выявить однотипную картину: крупнозернистые дуниты обычно образуют серию небольших субмеридионально вытянутых зон среди поля среднезернистых дунитовых фаций с нерезкими границами между ними. Более мощные зоны среднезернистых дунитов распространены гораздо шире и образуют протяженные (1,3-2 км) поля шириной до 700 м. Отметим, что Госшахта, находящаяся на северо-западном склоне г. Соловьевой, также расположена в таких дунитах. Мелкозернистые

дуниты в основном пространственно тяготеют к приосевой и западной частям массива и обладают наиболее широким распространением. Главной особенностью массива г. Соловьевой является присутствие в его центральной части огромного количества хромитовых гнезд, шлиров и жил относительно небольшой мощности. Общее зафиксированное их число приближается к 1500, причем простирание и падение их может быть самым различным. Однако тектоническая решетка Соловьевогорского рудного поля определяется наличием трех следующих главных направлений трещиноватости: субмеридионального (азимут простирания 170-180°) с крутым падением на восток; субширотного (азимут простирания 270-280°) с крутым падением на север и северо-восток; северо-западного (азимут простирания 320-350°) с крутыми углами падения на северо-восток или юго-запад. Направление структурных элементов фиксируется масштабными зеркалами (площадью до 300-500 м² и более) и бороздами скольжения, зонами тектонитов и черных серпентинитов мощностью от 5 до 50 см, зонами метасоматитов флогопит-тальк-антигоритового и хлорит-тальк-антигоритового состава мощностью 400-600 м и протяженностью до 1 км. На южном и западном склоне г. Соловьевой на площади 3×2 км к узлам тектонической решетки приурочены около 40 рудных тел хромитового подтипа руд гнездообразно-струеобразной и штоко-трубообразной формы (см. рис. 2) с диаметрами эллиптического или овального сечения их в 3-5-8 м. Эти рудные тела разведаны, прослежены и отработаны до глубин 30-50-120 м, а в одном случае (Госшахта) – до глубины 183 м. Расстояние между отдельными объектами этого рудного поля составляет от 20-50 до 300-500 м, из каждого месторождения было добыто от 20-50 до 100 кг платины и более. Хромит-платиновые гнезда, линзы и струи, как правило, не выходят в дуниты за пределы трубчатых рудных тел. Однако рядом с отдельными из них соседствуют маломощные каемчатые жилы с дунитовым подтипом оруденения, фиксирующие собой дальнейшую эволюцию рудного процесса (см. рис. 7). Ориентировка этих жил, как и многочисленных других, расположенных юго-западнее (западнее) в поле месторождения Дунитовое, определяется развитием установленного по геологическим и геофизическим данным крупного (возможно, дорудного) тектонического нарушения, имеющего северо-западное простирание и крутое северо-восточное падение.

Особенности формирования рассмотренных рудных тел (месторождения Госшахта, Крутой Лог, Сырковское, Александровское-Восточное) определялись не только маловодным составом рудообразующего флюида и более высокими температурами процесса (высокое и предельное насыщение иридием железоплатиновых твердых растворов, аномально широкое присутствие свежего оливина в цементе хромит-платиновых руд), но и высокими скоростными характеристиками процесса разгрузки флюида в ограниченных объемах, что зафиксировалось в исключительно широком развитии штоко-трубообразных рудных тел с брекчиевидными и петельчато-пятнистыми текстурами руд хромитового подтипа. Последующая генерализация структурных элементов северо-западного

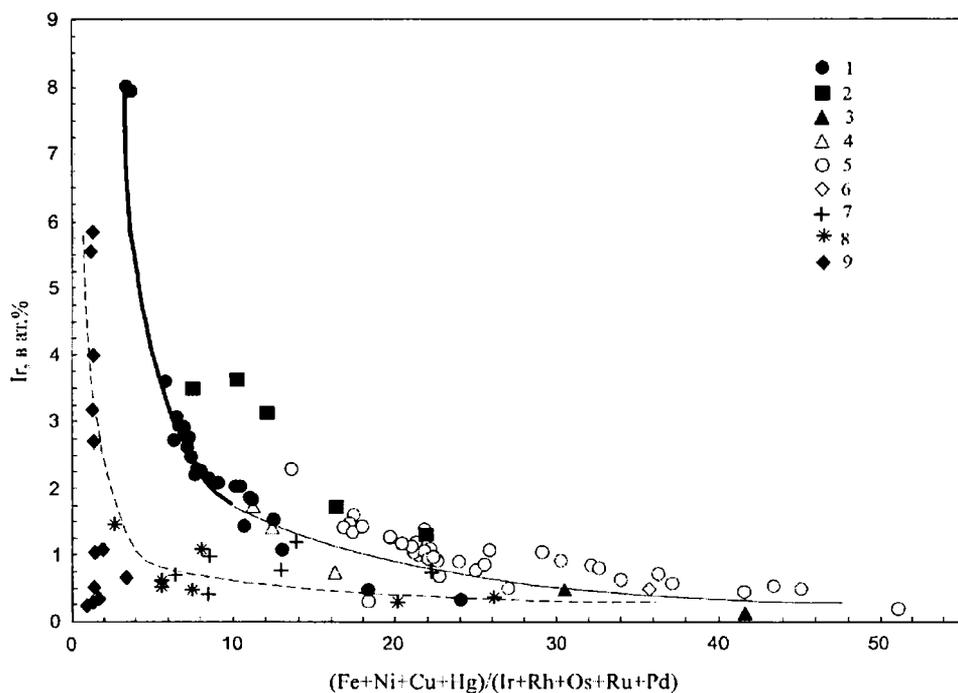


Рис. 15. Эволюция составов минералов платиновых металлов при формировании разных подтипов руд в месторождениях уральского типа: закономерное уменьшение иридиевости и увеличение неблагородности минералов платиновых металлов.

Хромитовый подтип (сплошная толстая линия): 1 – изоферроплатина иридистая и высокоиридистая; 2 – тетраферроплатина иридистая; 3 – туламинит. Дунитовый подтип (сплошная тонкая линия): 4 – изоферроплатина малоиридистая; 5 – тетраферроплатина малоиридистая; 6 – туламинит. Пегматитовый подтип (прерывистая тонкая линия): 7 – тетраферроплатина палладистая и медистая, малоиридистая; 8 – туламинит палладистый, малоиридистый; 9 – амальгамы платинисто-палладистой меди. Составлен на основе 96 анализов минералов платиновых металлов методами РСМА в ИГГ УрО РАН (прибор «ЖХА-5», аналитики В.Г. Гмыра, Л.К. Воронина).

простираения и сопряженное развитие оперяющих их трещин скалывания и трещин отрыва привели к формированию хромит-платиновых жильных тел (зон) рудного поля месторождения Дунитовое. Линейные непрерывные и прерывистые рудные зоны имеют четкое северо-западное простирание (300-330°) и крутое (60-80°) падение к юго-западу и северо-востоку. С обеих сторон эти рудные зоны ограничены низкотемпературными левыми сдвигами, по всей видимости, сингенетичными платинометальной минерализации. Для хромит-платиновых руд дунитового подтипа характерны линзовидные, прожилково-пятнистые и полосчатые текстуры. Короткие каемчатые жилки и пятнисто-полосообразные обо-

собления хромшпинелида не содержат неизмененного оливина в цементе руд и каймах, сложенных исключительно серпентином. Признаки сильной гидратации и флюидизации руд этого подтипа зафиксированы в широком присутствии в цементе руд серпентина, хлорита, слюд, амфибола и карбонатов. Относительно более низкотемпературная природа хромит-платиновых руд дунитового подтипа подчеркивается выдержанным низкоиридиевым составом платины, содержащей большие количества железа и цветных металлов, а также и более железистым составом хромшпинелида и сосуществующих силикатов.

Выявленная латеральная зональность в размещении хромитового и дунитового подтипов хромит-платиновых руд в апикальной и приапикальной частях дунитовых ядер хорошо дополняется и согласуется с положением руд третьего (пегматитового) подтипа вблизи от зоны контакта (в 500-700 м) дунитов с клинопироксеновой каймой-оторочкой. Секущие дуниты жильные тела клинопироксенитов с хромтитаномагнетитовым оруденением известны в ряде массивов Платиноносного пояса: Нижнетагильском, Каменнокозьвинском, Желтая Сопка и др. Но лишь в хромтитаномагнетит-клинопироксеновых жилах Косьвинского Камня установлена собственная платино-палладиевая минерализация. Она присутствует в парагенезисе с малохромистыми высокожелезистыми и высокотитанистыми шпинелями (хромтитаномагнетитами) и умеренно железистыми силикатами (оливинами и клинопироксенами) с железистостью 8,2-8,6 и 7,5-12,0 мол.% соответственно. Вкрапленно-петельчатая и сидеронитовая текстуры хромтитаномагнетитовых руд, находящихся в прифронтальной и фронтальной частях клинопироксеновой жилы, наличие останцов дунитов со следами замещения акцессорного хромшпинелида хромтитаномагнетитом и оливина клинопироксеном, характерная вкрапленность сульфидов железа и цветных металлов дали основание связывать образование платиноносных хромтитаномагнетит-клинопироксеновых жил с процессами метасоматоза на пневматолит-гидротермальной стадии рудогенеза [Ярош, Фоминых, 1976].

Рудообразующие хромтитаномагнетиты аномального состава, встреченные в пироксенит-пегматитовых жилах Косьвинского Камня, редко встречаются в дунитовых массивах Платиноносного пояса Урала. Однако они довольно обычны и давно (еще в 70-е годы прошлого века) описаны в платиноносных пироксенит-пегматитах Критической зоны Бушвельда [Cameron, Glover, 1973] и платиновых самородках Гудньюс Бэй на Аляске [Snetsiger, 1973]. При этом формирование широкой серии таких шпинелей переменного состава вдоль контактовых зон «хромит-пегматит» рассматривается как результат реакции флюида, обогащенного титаном и железом, с хромитом, обогащенным хромом, алюминием и магнием. Метасоматическое замещение при этом, как считают, «является следствием твердофазной диффузии катионов по химическим градиентам между пегматитами и хромитами». В целом, хромит-титаномагнетитовые серии характеризуют широкие пределы смесимости этих минералов при относительно низких температурах. В последнее время [Сидоров и др., 2004] платиноносные

хромовые шпинели ряда хромпикотит-феррихромит-хромтитаномагнетит описаны в зональном мафит-ультрамафитовом массиве Гальмознан (Корякия). Рассчитанные параметры термодинамического режима формирования этой минерализации свидетельствуют об условиях сравнительно низких температур процесса хромитообразования (660-820°C) при относительно высоких значениях фугитивности кислорода ((+1,3)-(+3,5) log. единиц относительно буфера FMQ). Таким образом, палладиево-платиновые хромтитаномагнетитовые руды в пироксенит-пегматитовых жилах среди ординарных дунитов не могут рассматриваться в качестве аналога, а тем более генотипа, пироксенитовых палладиевых руд Урала, но дают представление о заключительных наиболее низкотемпературных процессах, протекавших в платиновых месторождениях уральского типа.

Как установлено, дунитовые члены дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовой серии, слагающей комплексы собственно Платиноносного пояса Урала, исходно формируются в рамках процесса, который вполне может быть описан P-T параметрами магматической стадии [Малахов, 1983; О. Иванов, 1997 и др.]. Состав таких дунитов достаточно прост: 99% оливина, серпентинизированного в очень широких пределах (от 5 до 85 об. % раннего петельчатого серпентина, лизардита 1 генерации), около 1% хромшпинелида, остальное – акцессорный клинопироксен (диопсид) и суперакцессорные минералы, в первую очередь МПГ. Оливин дунитов в абсолютном большинстве случаев содержит от 7 до 9% фаялитовой молекулы. Нижний предел состава оливинов можно определить как Fa 6, верхний – как Fa 10-11, но в общей массе дунитов такие породы редки. Содержание CaO в оливинах дунитов с фоновой железистостью составляет 0,30-0,35 мас.% (см. рис. 12). Хромшпинелид, присутствующий в виде акцессорной вкрапленности, имеет относительно выдержанный состав и на диаграмме «хромистость-магнезиальность» образуют свое поле с параметрами $Cr/(Cr+Al)=0,70-0,85$ и $Mg/(Mg+Fe^{2+})=0,30-0,48$ (см. рис. 10). Установлено, что состав хромшпинелида в сегрегационных шлирах, гнездышках и полосках (просечках) совершенно аналогичен составу акцессорного хромшпинелида.

Распределение платины и платиноидов в фоновых дунитах и ранних сегрегационных обособлениях хромшпинелида коррелирует с параметрами их состава и положением в разрезе дунитовых тел (см. рис. 4). В изученных фоновых дунитах Нижнетагильского, Светлоборского, Каменушинского и Каменнокозьвинского массивов, а также в сегрегационных обособлениях хромшпинелида в них, содержание платины изменяется от следов (5-10 мг/т) до 70 мг/т, максимум до 100-200 мг/т, никогда не достигая высоких, рудных концентраций. Таким образом, на основе исследованных материалов можно утверждать, что геохимическое распределение платины в основной массе дунитов как продуктах собственно магматического процесса не приводит к формированию аномальных, рудных концентраций, а тем более месторождений платиновых руд. Как показано выше, только в локальных участках дунитовых тел, контролируемых структурными и вещественными особенностями дунитов, происходит воз-

никновение рудных концентраций платины и платиноидов, связанных с процессами их переотложения и привноса рудообразующими флюидами на постмагматическом этапе эволюции дунитов. Постмагматическая эволюция фиксируется резким и характерным изменением структурно-текстурных и вещественных характеристик и прослеживается по закономерной смене относительно равновесных парагенезисов главных сосуществующих минералов в рудах уральского типа: хромшпинелидов, оливинов, платины.

Для наиболее ранней стадии формирования руд уральского типа (хромитовый подтип) характерны минералы более высокотемпературного парагенезиса: наиболее высокохромистые и предельно магнезиальные хромшпинелиды, наименее железистые оливины (Fa 6-7) с минимальными содержаниями CaO 0,18-0,25 мас.%, наиболее иридиевая и наименее железистая изоферроплатина с включениями собственных иридиевых минералов. Резко преобладающая крупная и средняя по размерам платина (400-1000 мкм и более) обеспечивает высокую россыпеобразующую способность руд этого этапа.

Для последующей стадии формирования руд (дунитовый подтип) характерны минералы иного парагенезиса: умеренно хромистые, менее магнезиальные и более железистые хромшпинелиды, более железистые оливины (Fa 7-8) с более высоким содержанием CaO (0,25-0,32 мас.%), более железистая, медистая, никелистая и менее иридиевая тетраферроплатина практически без включений собственных иридиевых минералов. Резко преобладающие мелкие и тонкие (около и менее 100 мкм) зерна такой платины резко снижают россыпеобразующую способность руд данного этапа.

Для заключительной наиболее низкотемпературной стадии формирования руд (пегматитовый подтип) типичны следующие минералы: наименее хромистые и наименее магнезиальные, но наиболее железистые и наиболее титанистые шпинелиды, наиболее железистые оливины (Fa 8-9%) с максимальными содержаниями CaO (0,50-0,60 мас.%), наименее иридиевая тетраферроплатина с максимальными содержаниями палладия и меди, с палладистым туламинитом и широким спектром амальгам платинисто-палладистой меди. Резко преобладающий тонкий и пылевидный металл (менее 100-50 мкм) определяет практически нероссыпеобразующий тип руд этого этапа. В заключение подчеркнем, что к завершающим этапам формирования руд уральского типа температура их образования уменьшается, возрастает fO_2 и fS_2 , что прослеживается по изменению состава оливина (возрастанию железистости с 4-6 до 9-10 мол.%), увеличению степени окисления железа в сосуществующих силикатах и резкому повышению количества сульфидных минералов в платино-палладиевых рудах пегматитового подтипа.

Выводы

Результаты многолетних исследований, проведенных на многих мафит-ультрамафитовых комплексах Платиноносного пояса Среднего и Северного Ура-

ла, позволяют утверждать, что эти образования и вмещаемые ими разнообразны платиносодержащие и платиновые руды гетерогенны по своей природе. В целом Платиноносный пояс Урала имеет островодужную природу и сложен продуктами кристаллизации разноглубинных выплавок, генерировавшихся над зоной субдукции. Основная часть дунитов, клинопироксенитов и оливин-анортитовых габбро пояса образовалась в результате взаимодействия андезитовидных расплавов, поднимавшихся от силурийской зоны субдукции, с ультраосновными породами вышележащего мантийного клина. Среди пород Пояса нет комплексов моложе 410-415 млн лет, а все полученные цифры меньше этой величины отражают этапы пластических деформаций. Эти деформации привели к нарушениям существовавших изотопных систем; они происходили в девоне и карбоне при разных температурах и давлениях, в частности при коллизии Тагильского островодужного террейна с Русской платформой.

На основе исследования равновесных парагенезисов основных сосуществующих минералов дунитов и хромит-платинометалльных руд (хромшпинелидов, оливинов, платины) установлена гетерогенность рудовмещающих дунитов и полигенность платинометалльных руд уральского типа. Наряду с наиболее распространенными ординарными (фоновыми) дунитами, образование которых происходило на магматической стадии формирования зональных комплексов, существуют разнообразные другие, возникающие на постмагматической стадии их преобразования под воздействием деформаций и флюидов при перемещении на уровень верхней коры в условиях падающих температур и давлений. Содержание рассеянной платины в фоновых дунитах весьма низкое (от 10 до 70 мг/т) и коррелируется с их составом и положением в разрезе дунитовых тел. В находящиеся среди них тонкополосчатых хромитовых дунитах и сегрегационных хромитовых шпихлах содержания платины также весьма низкие, максимально до 100-200 мг/т, а состав хромшпинелида аналогичен составу аксессуарных хромшпинелидов фоновых дунитов. Среди ординарных дунитов с закономерными вариациями геохимического поля по платине и ЭПГ впервые выявлены парные (негативные и позитивные) геохимические аномалии по платине и установлена стандартная мезозональность дунитовых тел: фоновый дунит – негативная геохимическая аномалия – позитивная геохимическая аномалия (хромит-платиновое рудное тело). Все крупные хромит-платинометалльные концентрации и сопряженные негативные ореолы в дунитах связаны с зонами и узлами хрупких деформаций, определяемыми тремя основными направлениями структурных элементов: субмеридиональным, субширотным, северо-западным. В целом, структуры платиноворудных полей аппроксимируются планами поздних постпластических хрупких деформаций дунитовых тел.

В объеме руд уральского типа на основе минералого-геохимических и структурно-геологических критериев выделены три дискретных подтипа коренных платинопроявлений, различающихся относительной степенью связи ферри-хромшпинелидов и платины, морфологией, крупностью, составом выделений мине-

ралов платины, составом шпинелидов, оливина, положением в структуре комплекса: хромитовый подтип, дунитовый подтип, пегматитовый подтип.

Впервые установлена латеральная зональность в размещении этих разновидностей хромит-платинометалльных руд. В апикальной части дунитовых ядер проявлен наиболее ранний хромитовый подтип иридиево-платиновых руд, формирующий многочисленные небольшие по размерам и разобщенные гнездообразно-струеобразные и штоко-трубообразные рудные тела с пятнисто-петельчатыми и брекчиевидными текстурами. В приапикальных частях дунитовых тел находятся маломощные протяженные зоны каемчатых жил с пятнисто-прожилково-вкрапленной и полосчатой текстурами - дунитовый подтип платиновых руд. В периферических частях дунитовых тел, зонах контакта с клинопироксенитами, формируются жильные тела пироксенит-пегматитов (дунит-пегматитов) с хромтитаномагнетитовыми и палладиево-платиновыми рудами, обладающими вкрапленно-петельчатыми, сидеронитовыми и брекчиевидными текстурами – пегматитовый подтип платинометалльных руд.

Постмагматическая эволюция дунитов при формировании различных подтипов платинометалльных руд прослеживается по закономерной смене равновесных парагенезисов их главных сосуществующих минералов. Для наиболее ранней стадии (хромитовый подтип руд) характерны минералы наиболее высокотемпературного парагенезиса: высокохромистые предельно магнезиальные хромшпинелиды, наименее железистые оливины, наиболее иридиевая изоферроплатина с включениями собственных иридиевых и иридийсодержащих минералов. Для средней стадии (дунитовый подтип руд) типичны умеренно хромистые, менее магнезиальные и более железистые хромшпинелиды, более железистые оливины, малоиридиевая (медистая и никелистая) тетраферроплатина без включений собственных иридиевых фаз. Для заключительной, наиболее низкотемпературной стадии формирования руд (пегматитовый подтип руд) характерны наименее хромистые и магнезиальные, но наиболее железистые и титанистые шпинелиды, оливины с максимальной железистостью, наименее иридиевая палладистая тетраферроплатина с максимальными содержаниями меди и широкий спектр амальгам платинисто-палладистой меди.

В целом, образование и преобразование хромит-платинометалльных руд уральского типа происходило в рамках постмагматического этапа их эволюции. Россыпеобразующая способность платинометалльных руд к заключительным стадиям их формирования резко уменьшается. Относительная степень проявления в дунитовых массивах пояса различных подтипов платинометалльных руд, обладающих резко различной россыпеобразующей способностью, является ведущим критерием при прогнозировании платинометалльных россыпей в пределах Платиноносного пояса Урала.

Благодарности. Исследования выполнены в рамках программы ОНЗ РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы», при частичной поддержке РФФИ (грант 06-05-64133) и программы «Ведущие научные школы». Исследования были также поддержаны Европейским Союзом через проект

INCO Copernicus (MinUrals no ICA2-CT-2000-10011). Мы благодарны И.И. Неустроевой, Ю.П. Любимцевой, О.А. Березиковой за выполнение многочисленных анализов на ЭПГ, Л.К. Ворониной – за анализы руд и концентратов на микрозонде, Н.Г. Наумовой и С.И. Нестеровой – за технологические опыты по обогащению проб руд и горных пород и выделению концентратов. Особо благодарим С.И. Нестерова за подготовку большого количества проб к различным видам исследований и компьютерную обработку материалов статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батанова В.Г., Астраханцев О.В. Тектоническая позиция и генезис зональных мафит-ультрамафитовых комплексов С. Олюторовской зоны (Корякия) // Геотектоника, № 2. 1992. С. 87-103.

Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. Москва, 1935. 148 с.

Бетхер О.В., Волченко Ю.А. Петроструктуры оливина в дунитах Нижне-Тагильского и Инаглинского массивов // Магматизм и геодинамика Сибири, Тез. докл. Томск, 1996. С. 48-49.

Бутырин Н.В. Месторождения коренной платины в Кытлымском платиноносном районе. Фонды Горно-геологического института УФАН СССР. Свердловск, 1945. 103 с.

Вахрушева Н.В., Иванов К.С. и др. Распределение РЗЭ в ультрамафитах и рудообразующих хромовых шпинелях Войкаро-Сынъяинского массива // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы международной научной конференции «XII чтения памяти А.Н. Заварицкого». Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2006. С. 92-95.

Волченко Ю. А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала // Петрология и рудообразование. Инф. материалы УНЦ АН СССР. Свердловск, 1986, С. 56-63.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. Платиноидное оруденение основных геодинамических режимов развития уральского подвижного пояса // Ежегодник-1992. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 89-92.

Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Платина Урала. Платиновометальное оруденение и перспективы его освоения. Горный журнал (Уральское горное обозрение). Изв. ВУЗов № 2 (6). Екатеринбург, 1994. С. 62-85.

Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Типы платиновометального оруденения и их генетическая сущность. В Сб. “Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования”. Уралгеолком, Екатеринбург, 1995. С. 38-55.

Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Новые и перспективные типы платинометального оруденения Урала. Сб. “Геология и металлогения Урала”. Кн. 1. МПР РФ, ОАО УГСЭ. Екатеринбург, 1998. С. 238-255.

Волченко Ю. А., Коротеев В.А. и др. Дискретные парагенетические ассоциации элементов и минералов благородных металлов в мафит-ультрамафитовых комплексах Платиноносного пояса Урала: петро-и рудогенетические следствия // Научная конференция “Чтения А.Н. Заварицкого”. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 34-36.

Волченко Ю.А. Платиновое оруденение Нижнетагильского массива (Коренные проявления и россыпи). Путеводитель экскурсии. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1999. 26 с.

Волченко Ю. А., Коротеев В.А., Неустроева И.И. и др. Новые платиноворудные зоны г. Соловьевой (Нижнетагильский массив)- строение, состав, происхождение // Ежегодник-1999, ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2000. С. 176-183.

Волченко Ю. А., Коротеев В.А. Платина в дунитовых массивах Платиноносного пояса Урала: критерии коренной и россыпной платиноносности. Сб. “Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения”, ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2000. С. 25-37.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Платинометальное оруденение палеоостроводужных комплексов Урала: платиноносные и палладиеносные пояса. III Уральское металлогеническое совещание “Металлогения и геодинамика Урала”. ИГГ УрО РАН. Тез. докл. Екатеринбург, 2000. С. 94-98.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Гмыра В.Г., Нестерова С.И. Минералогеохимические черты хромит-платиновых руд месторождения Госшахта (Нижне-Тагильский массив) // Ежегодник-2001, ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2002. С. 267-272.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Структурная и вещественная эволюция хромит-платинового рудообразования в месторождениях уральского типа//Ежегодник-2002. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 260-268.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Иванов К.С. Геолого-структурная позиция хромит-платиновых руд уральского типа в зональных комплексах Платиноносного пояса Урала. XI Международная конференция “Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере”. Институт геологии Коми научного центра УрО РАН. Сыктывкар, 2005. С. 52-54.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Платиноносность главных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Урала//Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы международной научной конференции “XII чтения памяти А.Н. Заварицкого”. ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2006. С. 259-262.

Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 65, 1962. С. 1-319.

Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Тр. Геолкома, новая серия, вып. 62. С-Петербург, 1913. 694 с.

Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. 2-3, вып. 11. КЕПС. Петроград, 1923. С. 111-341

Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Т. 4. Ч. 4. Вып. 11 КЕПС. Петроград, 1925. С. 347-692.

Гурская Л.И., Смелова Л.В. и др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. Изд. ЯНАО МПР РФ, ВСЕГИ, С-Петербург, 2004. 305 с.

Заварицкий А.Н. Отчет об исследованиях в платиноносном районе Нижне-Тагильского округа. Зап. Горного института. Т. 2, Вып. 3. С-Петербург, 1909. С.189-212.

Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Изд. Геолкома. Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. Ленинград, 1928. 56 с.

Заварицкий А.Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала // Изв. АН. Сер. геологическая, 1941. С

Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. ИГГ УрО РАН, МПР РФ. Екатеринбург 2001. 198 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып 13.Недра. Москва, 1967. 334 с.

Ефимов А.А. Габбро-ультрабазитовые комплексы Урала и проблемы офиолитов. Наука. Москва, 1984. 232 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И. Тектоника платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры // Геотектоника 1993, №. 3. С.34-46.

Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. и др. Новые U-Pb по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН. 2005, Т. 403, № 4, С. 512-516.

Иванов А.А., Лизунов Н.В. Платиноиды в ультраосновных породах Урала. Изв. АН СССР. Сер. Геол. №. 5. 1944. С. 178-86.

Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М: Наука, 1986. 248 с.

Иванов О.К., Шилов В.А., Шилова Т.А. Дуниты Нижнетагильского массива (Урал) // Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1980, с. 29-40.

Иванов О.К., Калеганов Б.А. Новые данные о K-Ag возрасте ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН, 1993. Т. 328, №6. С720-724.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: УрГУ, 1997. 488 с.

Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН, Т.347, № 5. С. 649-652.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 Ga) и строение Урала. ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 1998. 252 с.

Иванов К.С., Аникина Е.В., Ефимов А.А. и др. Платиноносный пояс Урала (путеводитель) // ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 1999. 96 с.

Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника и магматизм коллизивной стадии (на примере Среднего Урала) // Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2000. 133 с.

Иванов К.С., Карстен Л.А., Малюски. Первые сведения о возрасте субдукционного (эклогит-глаукофанового) метаморфизма на Приполярном Урале//Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Сб. докл. V Международной научной конференции "Чтения А.Н. Заварицкого", ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2000. С.121-128.

Иванов К.С. Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // Доклады РАН, 2001. Т. 377, №2. С. 231-235

Иванов К.С., Винничук Н.Н. Геологическая природа уральского гравитационного супермаксимума // Докл. РАН. Т. 376, №5. 2001. С. 654-657

Иванов К.С. и др. Природа Платиноносного пояса Урала: новые геолого-геофизические данные // Тектоника и геофизика литосферы. Т. 1. Москва, 2002. С. 213-216.

Каретин Ю.С. Об ультрамагнезиальных эффузивных аналогах тылаитов Тагильского прогиба. ДАН СССР, Т. 200, № 1. 1975 С. 201-204.

Каретин Ю.С., Иванов К.С. Новые данные о РЗЭ в вулканических формациях района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4//Ежегодник-2000. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2001. С. 31-35.

Кашин С.А., Козак С.С. и др. Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распространения коренной платины. Труды НИГРИ золото Москва 1956, 113 с.

Кузнецов Е.А. Геология зеленосланцевых поясов восточного склона Среднего Урала. Изд. АН СССР. Москва, 1939. 232 с.

Маегов В.И., Петров Г.А. и др. Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения, геодинамика. Материалы международной геологической конференции "Чтения А.Н. Заварицкого". Екатеринбург. ИГГ УрО РАН, 2006. С. 110-113.

Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Тр. ИГГ УФАН. Вып. 83. Свердловск, 1970. 166 с.

Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. Москва. Наука. 222 с.

Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на северном Урале// Геотектоника № 1, 1994. С. 25-37.

Перевозчиков Б.В. Некоторые проблемные вопросы геологического строения района бурения Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4). В кн.: Уральская сверхглубокая скважина (интервал 0-4008 м). Ярославль, "Недра", 1992, С.154-158.

Попов В.С. Геологические обстановки формирования дунит-клинопироксенитовых ассоциаций: общие и специфические черты // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы международной научной конференции "XII чтения памяти А.Н. Заварицкого". ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2006. С. 44-48.

Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое положение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир. 1987. С. 134-165. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. И др. Изотопный Rb-Sr возраст псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 2003. Т. 388. №3. С. 373-378.

Ронкин Ю.Л., Иванов К.С и др. Sr-Nd изотопная геохимия и Sm-Nd возраст Платиноносного пояса Урала // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Тез. докл. международного симпозиума, Москва, 1997. С. 300-301

Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. и др. Sm-Nd изотопное датирование габбро-норита Кумбинского массива: Платиноносный пояс Урала // Материалы совещания "Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза". С-Петербург, 2003. С. 424-426.

Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В. и др. Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника, 1999. № 2. С.36-60.

Савельева Г.Н., Шишкин М.А., Ларионов А.Н., Суслов П.В., Бережная Н.Г. Тектономагматические события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования цирконов из хромитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы международной научной конференции "XII чтения памяти А.Н. Заварицкого". Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2006. С. 160-164.

Сидоров Е.Г. и др. Хромитовая минерализация в породах мафит-ультрафитового массива Гальмознан, Корякия (Россия). Геология рудных месторождений. Т. 46, № 3, 2004. С. 235-252

Соколов В.Б. О глубинном строении массивов Платиноносного пояса Среднего Урала // Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1989, С. 73-79.

Федоров Е.С. Геологические исследования в Северном Урале в 1884-1886 гг // Горный журнал 1889. Т. 2. № 4. С. 81-147; № 5-6 С. 307-383.

Ферштатер Г.Б. Дунит-клинопироксенит-габбровая формация Платиноносного пояса Урала: позднеордовикская субплатформенная вулканоплутоновая ассоциация // в кн. Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск: Изд. ИГГ УрО РАН, 1989. С. 55-64.

Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Нефелинсодержащие тылаиты в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, 1992. С. 74-84.

Фоминых В.Г., Волченко Ю.А. и др. В Кн. Главные рудные и геолого-геохимические системы Урала. Гл. 5 (титаномагнетитовые системы). Москва. Наука 1990. С.79-96.

Фосс Г.В. Промышленная оценка коренных месторождений платины Нижне-Тагильского дунитового массива. Фонды Нижне-Тагильского приискового управления. ЦВЕТметзолото, 1931. 21 с.

Шалагинов В.В., Стефановский В.В. Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. Екатеринбург, 1998. 156 с.

Шмелев В.Р. Структура и петрология Хорасюрского габбро-гипербазитового массива, Приполярный Урал // Петрология №5, Т.2, 1994. С. 495-510

Шмелев В.Р. и др. Петролого-геохимические особенности пород Тагильского Платиноносного массива // Ежегодник-1996. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург 1997. С. 89-92.

Шмелев В.Р., Десятова С.С. Закономерности преимущественной ориентации оливина в дунитах Нижнетагильского платиноносного массива // Ежегодник 2001. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург 2002. С.150-154.

Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского глубинного разлома (Приполярный сегмент) в свете новых геохимических данных // Литосфера, №2. 2005. С. 41-59.

Яковлева О.М. Новые радиогеологические данные о возрасте метаморфизма пород Западно-Тагильской зоны Северного Урала // Ежегодник-1989. ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1990. С. 72-73.

Ярош П.Я., Фоминых В.Г. Платиноиды в хром-титаномагнетитовой жиле Косьвинского дунитового тела Кытлымского массива // Ежегодник-1975 ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1976. С. 100-101.

Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova, V. 3.2003. P. 407-412.

Bosh D., Krasnobayev A.A., Efimov A.A. et al. Early silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from Urals Platinum belt // EUG 9 Scientific conference. Strassburg, France, 1997. P. 122.

Burns L.E. The Borger Range Ultramafic and Mafic Complex, South-Central Alaska: Cumulative Fractionates of Island-Arc Volcanics, Canadian J. Earth Sci., vol. 22, No. 7. 1985. P. 1020-1038.

Cameron E. N., Glover E.D. Unusual titanian-chromian spinels from the eastern Bushveld Complex. The American Mineralogist. V. 58, No. 3 and 4. 1973. P. 172-188.

Glodni L., Austrheim H., Bingen B. et al. New age data for HP rocks and ophiolites along the Main Uralian Fault, Russia: implication for the Uralian Orogeny. Terra nostra, 1999, p. 89-90.

Snetsinger K.G. Chromian-aluminian magnetite and two rhodium alloys in a platinum nugget from Goodnews Bay, Alaska. The American Mineralogist. v. 58. No. 3 and 4. 1973. P. 189-194.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАТИНОНОСНОСТИ ФЕРРОКЛИНОПИРОКСЕНИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА*

Платиноидно-титаномагнетитовая рудная формация охватывает многочисленные платинопроявления ферроклинопироксенит-метагаббровых серий Платиноносного пояса Урала и связана с месторождениями комплексных руд качканарского, первоуральского, баронского, волковского типов [Фоминых и др., 1967; Волченко и др., 1975; Волченко и др., 1990; Волченко и др., 1998]. Платиноносность руд крупнейшего и наиболее хорошо изученного качканарского ферроклинопироксенит-метагаббрового комплекса рассмотрена на основе собранной нами представительной коллекции (более 1000 проб) и проанализированной на основные компоненты и все благородные металлы. Установлено, что руды рассматриваемой формации в отношении ЭПГ и Au являются бедными и убогими, а специализация их определяется следующим рядом убывания благородных металлов: палладий, платина, рутений, осмий, родий, иридий, золото. Пропорции ведущих платиновых металлов (палладия и платины) варьируют от месторождения к месторождению, а в пределах отдельных месторождений – от одной рудной зоны к другой, но обычно в основной массе руд качканарского ферроклинопироксенитового комплекса отношение палладия к платине составляют 3:1-2:1. Содержания ЭПГ (по сумме) изменяются в широких пределах от 30-70 до 500-1000 мг/т и более, но обычно не превышают 100 мг/т. В распределении ведущего ЭПГ палладия отмечаются 3 абсолютных максимума, приуроченных к габбро тыловых зон, горнблендитам и амфиболизированным ферроклинопироксенитам притыловых зон, а также к оливиновым разностям титаномагнетитовых руд фронтальных зон (рис. 1). Наиболее перспективны телескопированные фронтальные зоны, которые представляют собой линейные структуры в виде апофиз среди оливиновых ферроклинопироксенитов с богатым титаномагнетитовым оруденением. Исследование одной такой зоны, сложенной оливиновыми магнетитовыми ферроклинопироксенитами, амфиболизированными, хлоритизированными с рассеянной вкрапленностью халькопирита, пирита и борнита дало следующие результаты: мощность зоны от 10-20 см до 2 м, протяженность ее 60-70 м; содержание ЭПГ и Au на эту мощность составляет в различных сечениях зоны от 0,5 до 1-2 г/т при отношении палладия к платине 10-15 и более. В композитной пробе, характеризующей полное сечение этой зоны при мощности около 12 м, содержание палладия около 1 г/т, платины – 0,06, золота – 0,18 г/т при содержании меди 1,03, никеля 0,018 и серы 0,040 мас.%. Во флотационных концентратах из этой зоны содержание палладия превышает 100 г/т.

*Ежегодник-2008 ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2009. С. 209-216.

Как уже отмечалось, платиносодержащие руды качканарского типа формируются в процессе образования реакционно-метасоматических ореолов габбровых интрузий, занимая вполне определенное положение во внешних частях этих ореолов [Волченко и др., 1990]. Целенаправленное картирование ряда месторождений Качканарского рудного поля позволило расшифровать их строение и наметить стандартный ряд закономерно сменяющих друг друга ассоциаций пород и руд: габбро лабрадорное двупироксеновое (оруденелое и безрудное) и продук-

Рис. 1. Схema размещения мафит-ультрамафитовых альпинотипных массивов в Главном офиолитовом поясе Урала (составлена по Малахову И.А., 1966; Перевозчикову Б.В., 2000 и др. с упрощениями авторов):

А – перикратонная часть Восточно-Европейской платформы; Б – Восточно-Уральская мегазона; 1 – мафит-ультрамафитовые альпинотипные массивы; 2 – главный Уральский разлом; 3 – геологические границы мегазон; 4 – крупные аллохтоны на восточном краю Восточно-Европейской платформы.

Альпинотипные массивы (с севера на юг): 1 – Сьум-Кеу, 2 – Рай-Из, 3 – Войкаро-Сыньинский, 4 – Хосаятский, 5 – Няйский, 6 – Устейский, 7 – Кольский, 8 – Восточно-Тагильский, 9 – Алапаевский, 10 – Первомайский, 11 – Верх-Нейвинский, 12 – Гологорский, 12С – Салатимский, 13 – Пышминский, 14 – Баженовский, 15 – Ключевской, 16 – Муслумовский, 17 – Таловский, 18 – Нуралинский, 19 – Миндякский, 20 – Крака, 21 – Куликовский, 22 – Успенковский, 23 – Варшавский, 24 – Гогинский, 25 – Наследницкий, 26 – Подольский, 27 – Шевченковский, 28 – Халиловский, 29 – Ишкинский, 30 – Хабарнинский, 31 – Аккаргинский, 32 – Буруктальский, 33 – Кемпирсайский, 34 – Аксу. Подчернуты номера комплексов, рассмотренных в настоящей работе



Таблица 1

**Состав пород и титаномагнетитовых руд по разрезам
ферроклинопироксенит-метагаббровых серий Качканарского комплекса, мас. %**

Типы пород, руд	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Ni	Co	ппп	Сумма
Габбро двупироксеновое, амфибол-клинопироксеновое и амфиболовое (9)	41,35	1,22	15,16	6,85	7,62	7,94	14,74	0,07	0,10	0,02	0,02	2,49	98,3
Горнблендиты	39,2	1,40	11,10	8,80	8,50	13,60	13,0	0,04	0,13	0,02	0,01	1,76	97,6
Магнетитовые клинопироксениты амфиболитизированные и фельдшпатизированные (12)	37,1	1,50	6,80	15,30	9,70	11,50	16,6	0,03	0,17	0,02	0,01	0,94	99,7
Магнетитовые клинопироксениты (19)	38,0	1,20	4,90	13,50	10,10	13,50	16,30	0,05	0,13	0,01	0,01	1,10	99,8
Магнетитовые оливиниты и верлиты (19)	32,9	0,90	2,80	14,52	13,20	26,20	5,83	0,11	0,11	0,03	0,01	2,20	99,8
Оливиновые магнетитовые клинопироксениты (6)	34,0	1,35	6,44	17,68	10,16	16,90	13,64	0,05	0,17	0,03	0,02	1,35	101,7

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН. В скобках – количество анализов по типам.

**Распределение основных компонентов
и платиновых металлов в разрезе Западной залежи
Качканарского ферроклинопироксенитового комплекса**

Типы пород и руд	Содержание, мас. %			Содержание в мг/т						
	Fe _{общ}	TiO ₂	V ₂ O ₅	Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Au
Габбро пироксеп-амфиболовос лейкокр.	6,20	0,64	0,037	<10	10	<5	<10	10	18	<20
Габбро амфиболовос мезо-меланокр.	10,70	1,22	0,097	22	78	<5	<10	6	15	20
Габбро-пегматиты амфиболовые мезо-меланокр.	10,60	1,21	0,083	28	36	<5	<10	8	18	20
Горнblendиты плагиоклазсодержащие	15,50	1,59	0,15	60	90	<5	<10	14	20	20
Магнетитовые клинопироксениты амфиболлизированные с акцессорным плагиоклазом	17,90	1,45	0,19	20	43	<5	<10	14	14	<20
Магнетитовые клинопироксениты амфиболлизированные	16,80	1,28	0,135	28	75	<5	<10	16	30	<20
Магнетитовые клинопироксениты	16,0	1,10	0,13	<20	30	<5	<10	15	25	<20
Магнетитовые оливинсодержащие клинопироксениты и магнетитовые верлиты фронтальных зон	19,30	1,12	0,15	20	50	<5	<10	26	28	<20
Оливиновые клинопироксениты и верлиты	8,80	0,70	0,055	68	20	<5	<10	35	32	<20

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории и платиновой группе Института геологии и геохимии УрО РАН.

ты его динамотермального метаморфизма в условиях амфиболитовой фации (тыловых зон) – горнblendиты и амфиболлизированные клинопироксениты с плагиоклазом или без него (чаще всего безрудные или слабооруденелые) – магнетитовые клинопироксениты, магнетитовые верлиты, магнетитовые оливиниты (фронтальных зон) – оливиновые, оливинсодержащие клинопироксениты, вмещающие телескопированные фронтальные зоны рудных залежей. Проявления данной зональной метаморфогенно-метасоматической колонны определяет наличие в ферроклинопироксенитовых комплексах зональности второго типа, вещественный состав которой приведен в табл. 1. В коллективном сульфидном концентрате, полученном при флотации из хвостов мокрой магнитной сепарации титаномagnetитовых руд Западной залежи Гусевогорского ферроклинопироксенитового комплекса, содержание палладия 1280 и платины 82 г/т. Проведенное

**Состав минералов платиновых металлов в рудах и горных породах
Качканарского феррохлониопироксенитового комплекса, мас. %**

Минеральные виды и разновидности	Pd	Pt	Fe	Cu	Ni	Hg	Au	Te	Sb	As	S	Сумма
Высоцит безникелевый PdS	73,5	4,6	0,4	0,5	1,0	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	21,4	101,4
Высоцит платиновый (Pd,Pt)S	62,0	16,3	0,5	0,2	1,5	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	20,0	100,5
Бреггит (Pt,Pd)S	9,4	73,2	0,7	0,8	2,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	14,1	100,6
Бреггит ртутный (Pt,Pd,Hg)S	14,1	51,1	1,3	0,02	0,01	21,8	н/о	н/о	н/о	н/о	13,6	101,9
Агениит (Pd,Hg) ₃ As	62,6	0,3	1,1	0,1	0,2	21,1	н/о	н/о	н/о	15,5	н/о	100,9
Мертгит Pd ₅ (Sb,As) ₂	71,6	0,3	0,3	0,4	0,01	н/о	н/о	н/о	22,7	4,1	0,1	99,5
Котульскит PdTe _{1+x}	34,1	0,1	1,2	0,3	0,01	0,1	н/о	57,7	н/о	0,1	0,3	94,0
Котульскит ртутный (Pd,Hg)Te	26,5	0,1	2,4	1,2	0,01	18,3	н/о	51,0	н/о	0,2	0,1	99,8
Погарит PdHg	21,1	0,2	0,4	0,01	0,01	60,5	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	82,2
Тетраферроплатина палладистая Pt(Fe,Pd)	25,5	60,4	12,6	0,4	0,01	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	98,9
Палладий медистый PdCu	55,9	4,8	3,2	28,7	н/о	н/о	4,0	3,2	н/о	н/о	н/о	99,8
Золото палладистое Au,Ag,Pd	0,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	85,6	Ag-13,3	н/о	н/о	н/о	99,3

Примечание. Анализы выполнены методами РСМА в Институте геологии и геохимии УрО РАН, аналитики Сандлер Г.А., Ворони-на Л.К., н/о – элемент не обнаружен.

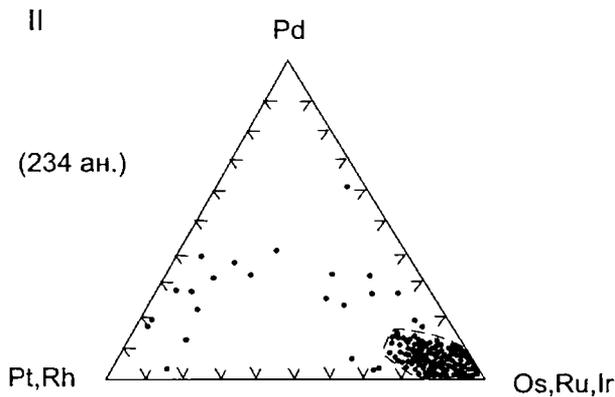
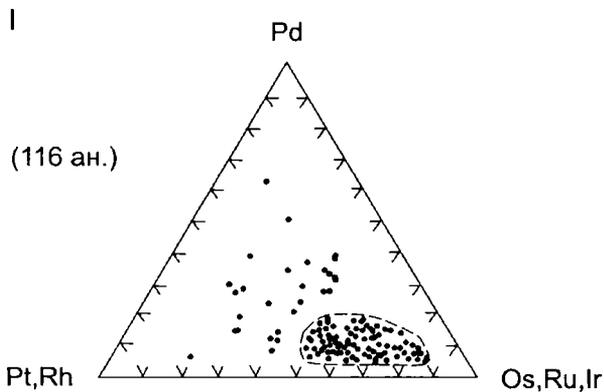


Рис. 2. Диаграммы отношений содержаний ЭПГ в дунитах (I) и хромовых рудах (II) альпинотипных комплексов Урала

картирование Западной залежи позволило выделить нам следующие зоны, вещественный состав которых и распределение благородных металлов в них приведены в табл. 2: габбро пироксен-амфиболовое лейкократовое; габбро амфиболовое мезо-меланократовое; габбро-пегматиты амфиболовые мезо-меланократовые; горнблендиты плагиоклаз-содержащие; магнетитовые клинопироксениты амфиболлизированные с акцессорным плагиоклазом и зонками анортитизации; магнетитовые клинопироксениты амфиболлизированные; магнетитовые клинопироксениты; магнетитовые оливинсодержащие клинопироксениты и магнетитовые верлиты фронтальных зон; оливинные клинопироксениты и верлиты.

Особо рассмотрим состав и строение реакционных фронтальных зон, возникающих на периферии титаномagnetитовых залежей и фиксирующих собой дискретность разрезов ультрамафитов ферроклинопироксенитовых комплексов. Мощность этих зон изменяется в широких пределах, но чаще всего составляет от 5 до 70 м, хотя могут быть участки их расширения до 100 м либо сужение до 5-20 м. Сложены они специфическими породами, одновременно обогащенными и оливином, и магнетитом: оливинными магнетитовыми клинопироксенитами, магнетитовыми верлитами, магнетитовыми оливинитами с многочисленными пятно-полоскообразными реликтовыми блоками оливинных клинопироксенитов безрудных и многочисленными прожилково-шлировыми оливин-титаномagnetитовыми и титаномagnetитовыми обособлениями. Последнее придает фронтальным зонам в целом полосчатый облик разнозернистых, крупнозернистых и пегматоидных образований, полосчатость которых обычно несогласна с полосча-

тостью вмещающих безрудных дунит-клинопироксенитовых серий. Рудоносные ферроклинопироксениты фронтальных зон постоянно содержат рассеянную и повышенную вкрапленность сульфидов: халькопирита, пирита, борнита, кобальтина и др. По мере приближения к фронтальным зонам со стороны магнетитовых клинопироксенитов, составляющих основную массу руд, происходит одновременное нарастание содержаний валового железа в рудах до 16-18 мас.%, количество свободного магнетита – до 15-16% и более, железистости оливина и клинопироксена соответственно до 24 и 21 мол.%. Эти величины железистости сосуществующих силикатов являются предельными для титаномагнетитовых руд, и далее при переходе в область фронтальных зон железистость их в одних случаях остается постоянной, а в других даже несколько снижается (до 21 мол.% для оливина и 18 мол.% для пироксена), в то время как содержание валового железа и количество титаномагнетита в рудах продолжает резко возрастать, достигая соответственно величин 20-24 и 20-30 вес.%, что является весьма характерным для этих фронтальных зон. Переход от фронтальных зон к оливиновым клинопироксенитам, верлитам или иным членам рудовмещающей серии является резким и отчетливо ступенчатым. Содержание валового железа падает до 8-10 вес.%, количество титаномагнетита – до 5 вес.% при резко отличном его составе. Железистость оливина и клинопироксена соответственно падает до 15 и 13 мол.% (см. рис.1).

Выявленная резкая ступенчатость исследованных разрезов, наряду с другими структурными и минералого-геохимическими доказательствами, свидетельствует об отсутствии постепенности при переходе от оливиновых клинопироксенитов к магнетитовым клинопироксенитам. Титаномагнетитовые руды каканарского типа практически незолотоносны. Относительное повышение содержаний золота отмечается лишь в горнблендитах притыловых частей рудных залежей, в амфиболовом габбро и возле даек плагиогранитоидов, секущих льюбье типы титаномагнетитовых руд и горных пород. Отметим также установленную нами взаимосвязь процессов накопления железа и палладия в титаномагнетитовых рудах. Попытки придать реально существующей в мафит-ультрамафитовых комплексах концентрической зональности (зональности первого типа) универсальный характер сопровождались, с одной стороны, стремлением отыскать постепенные взаимные переходы между всеми присутствующими здесь типами горных пород и руд, с другой – развитием представлений о нахождении в этих комплексах генетически единого ряда взаимосвязанных рудных формаций. Такой подход нивелировал выявленную нами дискретность геологических разрезов ультрамафит-мафитовых комплексов, отводя их метагабброноритовым членам роль пассивных матриц. Однако довольно скоро выяснилось, что металлогеническая нагрузка, присущая зональности первого типа и зональности второго типа, принципиально различна и тесно связана с геодинамическим режимом их формирования. Если для дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий характерно магноферрихромитовое, хроммагнетитовое и само-

**Вещественный состав исследованных проб горных пород и руд
Суоямского мафит-ультрамафитового комплекса**

№проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	V	Cr	Cu	S _{общ}	ппп	сумма
1В-07	38,71	1,202	3,96	21,60	0,183	10,35	19,70	0,60	0,30	2,23	0,031	0,011	0,074	0,70	0,44	100,09
2В-07	38,13	1,314	4,92	19,70	0,166	11,08	18,92	1,30	1,22	2,88	0,036	0,009	0,017	0,70	0,62	101,01
3В-07	41,89	1,112	3,57	20,70	0,144	12,39	18,83	0,50	0,14	0,16	0,024	0,015	н/о	0,015	0,44	99,93
4В-07	37,19	1,334	3,45	22,10	0,165	10,67	20,91	0,60	0,03	3,21	0,037	0,017	0,378	0,292	0,38	100,76
5В-07	40,01	1,063	3,16	23,00	0,132	12,85	18,67	0,60	0,04	0,06	0,019	0,013	н/о	0,014	0,34	99,97
6В-07	38,22	1,052	3,52	19,40	0,132	11,91	20,73	0,50	0,06	3,13	0,022	0,006	н/о	0,040	0,36	99,08
7В-07	37,99	1,216	3,97	22,80	0,178	12,07	18,94	0,50	0,20	1,82	0,031	0,007	0,035	0,040	0,38	100,18
8В-07	39,55	1,201	3,81	18,60	0,136	12,26	19,70	0,50	0,48	2,49	0,023	0,006	0,053	0,080	0,47	99,36
9В-07	38,75	1,061	3,70	20,70	0,132	12,25	19,54	0,50	0,46	2,34	0,020	0,003	н/о	0,018	0,31	99,79
10В-07	37,11	1,350	4,48	21,60	0,209	9,23	20,74	0,50	0,05	2,92	0,044	0,007	0,009	0,182	1,19	99,63
11В-07	38,69	1,262	9,40	21,00	0,302	6,10	17,18	0,60	1,17	1,57	0,046	0,017	0,008	0,027	1,37	98,74
12В-07	43,44	0,987	3,25	19,60	0,127	12,39	18,84	0,50	0,28	0,30	0,016	0,017	0,068	0,053	0,00	99,87
13В-07	37,40	1,303	3,42	22,20	0,180	10,10	20,07	0,50	0,53	2,97	0,035	0,017	0,133	0,179	0,08	99,13
14В-07	39,00	1,190	4,20	21,00	0,168	11,05	19,94	0,59	0,46	2,01	0,030	0,011	0,060	0,180	0,49	99,88

Примечание. 1ВК07 (06-4) – крупнообъемная проба весом 16 кг, сложенная апатитовыми клинопироксенитами мелко-средне-разнозернистыми и порфировидными, сидеронитовой текстуры, с многочисленными зеркалами скольжения, с обильной вкрапленностью титаномагнетита, флогопитом, хлоритом и рассеянной вкрапленностью сульфидов; 2В-07 (скв. 27) – групповая керновая проба, отобранная с 6 различных интервалов, сложена апатитовыми магнетитовыми клинопироксенитами мелко-среднезернистыми и разнозернистыми, с флогопитом, хлоритом и рассеянной вкрапленностью сульфидов; 3В-07 (скв. 26) – групповая проба, отобранная с 4 различных интервалов, магнетитовые клинопироксениты мелко-среднезернистые и крупнозернистые с рассеянной вкрапленностью апатита, флогопита и акцессорной вкрапленностью сульфидов; 4В-07 (скв. 34) – групповая керновая проба, отобранная с 4 различных интервалов, сложена магнетитовыми-апатитовыми клинопироксенитами мелко-средне и разнозернистыми, с вкрапленностью апатита, флогопита, хлорита, сульфидов и редкими прожилками сульфидов; 5В-07 (скв. 25) – групповая керновая проба, отобранная с 5 различных интервалов, сложена апатитосодержащими магнетитовыми клинопироксенитами среднезернистыми и разнозернистыми с вкрапленностью флогопита и хлорита, мятые и катаклазированные, с акцессорной вкрапленностью сульфидов; 6В-07 (скв. 35) – групповая керновая проба, отобранная с 5 различных интервалов, сложена апатитовыми магнетитовыми клинопироксенитами средние и разнозернистыми, с гнездами флогопита и акцессорной вкрапленностью сульфидов; 7В-07 (скв. 36) – групповая керновая проба, отобранная с 5 различных интервалов,

сложена апатитовыми магнетитовыми клинопироксенами средне-разнозернистыми и перматондими, с вкрапленностью флогопита и хлорита и акцессорной вкрапленностью сульфидов; 8В-07 (скв. 59) – групповая проба, отобранная с 4 различных интервалов, апатитовые магнетитовые клинопироксены разнозернистые и перматондные, с пятнообразными пустотами апатита и флогопита, с сидеронитовой текстурой, катаклазированные и милонитизированные, с акцессорной вкрапленностью сульфидов в виде просечек; 9В-07 (скв. 45) – групповая ядерная проба, отобранная с 2 различных интервалов, апатитовые магнетитовые клинопироксены разнозернистые-среднезернистые, сидеронитовой текстуры, с перматондными пятнами флогопита и акцессорной вкрапленностью сульфидов; 10В-07 (ш-ш №8) – групповая проба, сложенная апатитовыми магнетитовыми клинопироксенами разнозернистыми, мятыми и катаклазированными, с зеркалами скопления, хлоритизированными и редкой вкрапленностью сульфидов; 11В-07 (скв. 62) – групповая проба, отобранная с двух различных интервалов, мелкозернистые апатитсодержащие меланократовые сиениты сидеронитовые и полосчатые, с вкрапленностью флогопита и акцессорной вкрапленностью сульфидов; 12В-07 (скв. 60) – групповая проба, отобранная их 2 различных интервалов, магнетитовые клинопироксены среднезернистые и разнозернистые катаклазированные с прожилками и крупными зернами флогопита и акцессорной вкрапленностью сульфидов; 13В-07 (скв. 44) – групповая проба, отобранная с 2 различных интервалов, апатитовые магнетитовые клинопироксены средне-разнозернистые, с вкрапленностью апатита, флогопита и повышенными содержаниями сульфидов в виде вкрапленности и тонких просечек; 14В-07 – средний состав по серии проб 1-13В07, отобранных нами совместно с В.Н. Пучковым.

родное иридий-платиновое оруденение, то в ферроклинопироксенит-метагабброноритовых сериях присутствует безхромистое титаномагнетитовое, медно-сульфидно-титаномагнетитовое, сульфидное палладиевое, платино-палладиевое или золото-палладиевое оруденение. В первом случае выявленные типы оруденения характеризуют ряд рудных формаций, возникающих на ранних стадиях собственно геосинклинального процесса; во втором – мы имеем дело с рудными формациями, описанными в качестве типичных для габбровых комплексов платформенного типа. Очевидно, что пространственное положение этих двух рядов рудных формаций в мафит-ультрамафитовых комплексах и определяет в целом региональную металлогеническую зональность уральского подвижного пояса.

Проведенное рассмотрение рудно-петрографической зональности месторождений качканарского ферроклинопироксенитового комплекса, так же как и правильное понимание их геолого-структурной позиции и формационной принадлежности, является необходимой основой для корректной оценки их платиноносности. Выделенный нами новый тип платинOMETальной минерализации представлен рассеянной в ультрамафитах и различных разностях оруденелых клинопироксенитов вкрапленностью разнообразных палладиевых и платиновых сульфидов, арсенидов, теллуридов, антимонидов, а также самородных сплавов палладия с платиной, медью, ртутью, никелем и железом, которые ассоциируют и срасс-

**Содержания ЭПГ и золота
в горных породах и рудах Суроямского комплекса, мг/т**

№ проб	Содержание в мг/т						
	Pt	Pd	Rh	Ir	Au	Os	Ru
Скв. 3 инт. 10-49 м		50-200					
Скв. 4 инт. 86,9-177 м	20	80-120	<5	<10	10-600	10	40
Скв. 5 инт. 127,1-264,4 м	65-100	35-200	<5	<10	100-1000	20	60
Скв. 6 инт. 100-300 м		100-150					
Скв. 7 инт. 0-100 м	20-72	60-150					
Скв. 7 ^а инт. 21,4-130 м	20	100-200	<5	<10	20-80	10	80
Скв. 8 инт. 169-273	10-40	40-200	<5	<10	38	<10	40
Скв. 28 инт. 198-266,1	7-30	17-40	<5	<10	100-182	20	120

Примечание. Скв. 3 – магнетитовые верлиты; скв. 4 – флогопит-апатит-магнетитовые клинопироксениты; скв. 5 – магнетитовые клинопироксениты; скв. 6 – апатит-магнетитовые клинопироксениты; скв. 7 – апатит-титаномагнетитовые клинопироксениты; скв. 7^а – апатит-флогопит-магнетитовые клинопироксениты; скв. 8 – апатитовые клинопироксениты; скв. 28 – апатит-магнетитовые клинопироксениты. Анализы выполнены химико-спектральным и комбинированным методами в платиновой группе Института геологии и геохимии УНЦ РАН (аналитики Неустроева И.И., Любимцева Ю.П.).

таются с халькопиритом, пиритом, пентландитом, борнитом, кобальтином, титаномагнетитом и другими минералами (табл. 3). Выделения палладиевых и платиновых минералов чаще монофазны, реже сложены 2-4 кристаллическими зернами различного состава. Размеры их изменяются от 1-5 до 100 мкм и более, но наиболее обычны выделения размером 30-70 мкм. В количественном отношении резко преобладают соединения, относящиеся к минеральным разновидностям высококита. Для выявленных минералов характерна переменность состава и наличие сквозного набора элементов-примесей (железо, медь, никель, ртуть), но геохимическое своеобразие нового типа минерализации во многом определяется ртутью, повышенные концентрации которой выявлены почти во всех минеральных видах (см. табл. 3).

В целом масштабы проявления платиноидной минерализации и ее относительная ценность нарастает от фронтальных к тыловым зонам и габбро с медносульфидно-палладиевым оруденением. Наличие комплексных геохимических аномалий по меди, кобальту, ртути, сере, теллуру, мышьяку, как и присутствие рассеянной или концентрированной пирротин-пирит-борнит-халькопиритовой минерализации в отдельных зонах ферроклинопироксенитового комплекса, служит указанием на нахождение здесь концентрированного платинометалльного оруденения качканарского типа. Фактором, определяющим образование зональных ферроклинопироксенит-метагабброноритовых серий, является внедрение огромных масс реоморфических габбро, интродуцировавших на субплатформенной ста-

Содержание ЭПГ и золота в горных породах и апатит-титано-магнетитовых рудах Суоямского мафит-ультрамафитового комплекса

№проб	Наименование материала проб	Содержание, мг/т				
		Pt	Pd	Rh	Ir	Au
1ВКр-07	Апатитовые клинопироксениты р/з и порфиоровидные флогопитсод. амф. с акцессорной вкр. сульфидов	25	45	<5	<10	30
2В-07 Скв. 27	Магнетитовые клинопироксениты различных текстурных типов м-с/з и р/з с вкрапленностью и пятнообразными выд. флогопита, апатитсод. с акц. вкр. сульфидов	30	125	<5	<10	40
3В-07 Скв. 26	Магнетитовые клинопироксениты апатит-содержащие м-с/з и р/з с акц. вкр. сульфидов	20	20	<5	<10	30
4В-07 Скв. 34	Магнетит-apatитовые клинопироксениты м-с/з и р/з флогопитсод. с вкрапленностью и прожилками сульфидов	40	130	<5	<10	20
5В-07 Скв. 25	Магнетитовые клинопироксениты с-р/з, апатитсодержащие с вкр. флогопита и акц. вкр. сульфидов	20	10	<5	<10	10
6В-07 Скв. 35	Апатит-магнетитовые клинопироксениты с-р/з с вкрапл. и гнездами флогопита	35	40	<5	<10	45
7В-07 Скв. 36	Магнетитовые клинопироксениты апатит и флогопитсод. с акцес. вкр. сульфидов	20	25	<5	<10	15
8В-07 Скв. 59	Магнетитовые клинопироксениты м-с/з и р/з с апатитом и флогопитом в виде вкрапленности и сгустков с сульфидами в виде вкр. и тонких просечек	50	50	<5	<10	50
9В-07 Скв. 45	Магнетитовые клинопироксениты с/з-р/з и пегматоидные с пятнообразными скоплениями магнетита, апатита и флогопита	30	40	<5	<10	45
10В-07 ш-ш 8	Магнетитовые клинопироксениты апатит и флогопитсодержащие с зеркалами скольжения и редкой вкр. апл. сульфидов	50	90	<5	<10	60
11В-07 Скв. 62	Магнетитовые клинопироксениты апатит-содержащие м-с/з с повыш. вкр. сульфидов	10	10	<5	<10	20
12В-07 Скв. 60	Клинопироксениты магнетит и апатитсодержащие м-с/з с вкрапл. и пятнообразными сгустками флогопита и повыш. вкрапл. сульфидов	10	10	<5	<10	15
13В-07 Скв. 44	Магнетитовые клинопироксениты апатит-флогопитсодержащие р/з и м-с/з с обильной вкр. и тонкими прожилками различных сульфидов	10	50	<5	<10	35

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и комбинированным методами (аналитики Неустроева И.И., Любимцева Ю.П.)

**Состав собственных минералов благородных металлов и минералов с примесными их количествами
в рудах Суоямяского мафит-ультрамафитового комплекса, мас. %**

№пп	№обр., фаз	Pd	Pt	Au	Ag	Bi	Hg	Cu	Fe	Ni	Co	Te	S	Сумма
1	13В-07	26,10	2,30	н/о	н/о	2,10	1,50	0,31	0,11	2,10	н/о	66,0	н/о	100,52
2	1ВК-1-2	сл.	0,05	0,05	0,03	н/о	н/о	34,69	30,89	н/о	н/о	н/о	34,90	100,61
3	1ВК-1-3	сл.	0,11	0,02	0,03	н/о	н/о	34,01	30,83	н/о	н/о	н/о	34,96	99,96
4	1ВК-1-3(4)	0,03	0,08	0,03	0,07	н/о	н/о	33,82	30,44	н/о	н/о	н/о	34,95	99,42
5	4В-07(4)	0,02	0,11	0,11	0,04	н/о	н/о	34,17	30,59	н/о	н/о	н/о	35,11	100,15
6	4В-07(3)	0,05	0,05	0,06	0,12	н/о	н/о	34,35	30,61	н/о	н/о	н/о	34,98	100,22
7	4В-07-3(1)	0,03	0,13	0,11	0,04	н/о	н/о	34,37	30,50	н/о	н/о	н/о	34,88	100,06
8	4В	0,02	0,08	н/о	0,10	н/о	н/о	68,55	3,03	0,03	н/о	н/о	27,63	99,44
9	23В	0,02	0,04	н/о	0,06	н/о	н/о	60,70	9,84	0,03	н/о	н/о	28,40	99,09
10	19В	0,02	0,13	н/о	0,08	н/о	н/о	67,41	7,71	0,04	н/о	н/о	25,26	100,65
11	14В	сл.	0,06	н/о	0,07	н/о	н/о	64,24	7,80	0,03	н/о	н/о	27,77	99,97
12	1ВК-1-1	0,06	0,25	0,47	0,10	н/о	н/о	0,20	4,91	0,10	61,49	н/о	32,58	100,16
Атомные концентрации														
1	13В-07	29,396	1,413	н/о	н/о	1,204	0,896	0,585	0,236	4,286	н/о	61,984	н/о	100,00
2	1ВК-1-2	0,0043	0,012	0,012	0,013	н/о	н/о	24,949	25,276	н/о	н/о	н/о	49,739	100,00
3	1ВК-1-3	0,0043	0,026	0,0047	0,013	н/о	н/о	24,569	25,340	н/о	н/о	н/о	50,047	100,00
4	1ВК-1-3(4)	0,013	0,0189	0,007	0,030	н/о	н/о	24,542	25,132	н/о	н/о	н/о	50,258	100,00
5	4В-07(4)	0,0086	0,0258	0,026	0,017	н/о	н/о	24,644	25,101	н/о	н/о	н/о	50,179	100,00
6	4В-07(3)	0,0215	0,012	0,014	0,051	н/о	н/о	24,778	25,122	н/о	н/о	н/о	50,002	100,00
7	4В-07-3(1)	0,013	0,031	0,026	0,017	н/о	н/о	24,850	25,089	н/о	н/о	н/о	49,970	100,00
8	4В	0,009	0,0205	н/о	0,0464	н/о	н/о	54,027	2,717	0,0256	н/о	н/о	43,154	100,00
9	23В	0,0093	0,0102	н/о	0,276	н/о	н/о	47,323	8,728	0,0253	н/о	н/о	43,876	100,00
10	19В	0,0095	0,0335	н/о	0,373	н/о	н/о	53,338	6,941	0,0343	н/о	н/о	39,607	100,00
11	14В	0,010	0,015	н/о	0,032	н/о	н/о	50,0942	6,920	0,0253	н/о	н/о	42,913	100,00
12	1ВК-1-1	0,0261	0,0594	0,1106	0,043	н/о	н/о	0,1459	4,075	0,079	48,363	н/о	47,0974	100,00

Примечание к табл. 7:

Кристаллохимические формулы минералов

1. Меренский висмут и ртуть-содержащий
(Pd_{0,883}Pt_{0,0424}Ni_{0,129}Fe_{0,036})_{1,107}(Te_{1,885}Bi_{0,0144}Hg_{0,011})_{1,910}
2. Халькопирит содержащий БМ
(Cu_{0,998}Fe_{1,011}...)_{2,01}S_{1,99}
3. Халькопирит содержащий БМ
(Cu_{0,983}Fe_{1,014}...)_{1,998}S_{2,002}
4. Халькопирит содержащий БМ
(Cu_{0,982}Fe_{1,005}...)_{1,99}S_{2,01}
5. Халькопирит содержащий БМ
(Cu_{0,986}Fe_{1,004}...)_{1,993}S_{2,007}
6. Халькопирит содержащий БМ
(Cu_{0,991}Fe_{1,005}...)_{1,996}S_{2,004}
7. Халькопирит содержащий БМ
(Cu_{0,994}Fe_{1,004}...)_{2,002}S_{1,998}
8. Борнит содержащий БМ
(Cu_{3,408}Fe_{0,272}...)_{3,73}S_{4,32}
9. Борнит содержащий БМ
(Cu_{4,73}Fe_{0,87}...)_{5,61}S_{4,39}
10. Борнит содержащий БМ
(Cu_{3,334}Fe_{0,694}...)_{6,040}S_{3,96}
11. Борнит содержащий БМ
(Cu_{3,009}Fe_{0,692}...)_{5,774}S_{4,291}
12. Пентландит кобальтовый безникелевый
БМ содержащий
(Co_{8,222}Fe_{0,693}Cu_{0,248}Ni_{0,134})_{8,995}S_{8,005}

Анализы выполнены методами РСМА на приборе «JXA-5» в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Л.К. Воронина). В связи с сульфидной минерализацией в полированных образцах из керновых проб 1ВКр, 4В-07 и 13В-07 выявлены включения зерен меренскита в халькопирите размером 10, 20 и 30 мкм.

дии окончательного становления платиноносных комплексов. Ведущая сквозная золото-платино-палладиевая специализация, медистый характер продуктивной на платиноиды сульфидной минерализации, преобладающий высокоцитовый тип – все это сближает платиноносность характеризуемых серий с габбровыми комплексами платформенных областей. Специфика, однако, заключается в более широком развитии сульфидов, теллуридов, арсенидов и антимонидов палладия (часто ртутьсодержащих), наличие ртутных интерметаллидов, присутствие парагенезиса атенеита с паллаdistым золотом. Метаморфогенная природа всей этой платиноидной минерализации определяется как метаморфогенно-метасоматическим генезисом всей породно-рудной ассоциации, так и экспериментальными данными по синтезу высокоцитита, атенеита и других платиново-металльных Hg содержащих минералов [Волченко и др., 1975].

Исследование платиноносности горных пород и апатит-титаномагнетитовых руд Суроямского комплекса выполнено нами на основе большой коллекции керновых проб, собранных нами совместно со старшим геологом Миасской ГРП В.В. Карагановым в 1986 г. и значительно позднее совместно с В.Н. Пучковым в 2007 г. Вся

**Содержание благородных металлов в продуктах обогащения
руд и горных пород Суроямского массива,
а также в обогащенных фракциях сосуществующих минералов**

№ пп	№проб лаборат.	№проб заказчика	Наименование материала проб	Содержание, мг/т				
				Pt	Pd	Rh	Ir	Au
1	1ВКр-07	06-4	I концентрат (магнетитовый клинопироксенит)	30	40	<5	<10	30
2	1ВКр-07	06-4	II концентрат (магнетитовый клинопироксенит)	20	55	<5	<10	20
3	1ВКр-07	06-4	I промпродукт (клинопироксен, магнетит, примеси)	60	90	8	<10	50
4	1ВКр-07	06-4	II промпродукт (клинопироксен, магнетит, примеси)	20	45	<5	<10	20
5	1ВКр-07	06-4	Шламы (клинопироксен, магнетит, примеси)	10	40	<5	<10	20
6	1ВКр-07	06-4	Обогащенная фракция титаномагнетита	15	50	<5	<10	30
7	1ВКр-07	06-4	Обогащенная фракция флогопита	10	10	<5	<10	10
8	13В-07	С. 44	Обогащенная фракция клинопироксена	20	20	<5	<10	20
9	13В-07	С. 44	Обогащенная фракция клинопироксена	10	10	<5	<10	10
10	13В-07	С. 44	Обогащенная фракция апатита	10	15	<5	<10	10
11	13В-07	С. 44	Обогащенная фракция хлорита	10	15	<5	<10	10
12	13В-07	С. 44	Обогащенная фракция сульфидов (коллективный сульфидный к-т)	1700	4000	<5	<10	900

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и комбинированным методами. В связи с сульфидной минерализацией в полированных образцах керновых проб 1ВКр, 4В-07 и 13В-07 выявлены платинометалльные фазы размером 5х10; 10х20 до 30х30 мкм, представленные меренскиитом.

коллекция составляет 28 проб, в том числе 2 крупнообъемные керновые пробы весом 14-15 кг, послужившие основой для выделения концентратов и мономинеральных фракций сосуществующих минералов. Вещественный состав исследованных проб горных пород и руд Суроямского комплекса приведен в табл. № 4. Содержание и распределение благородных металлов в керновых пробах, отобранных нами в 1986 и в 2007 г. приведено в табл. № 5, № 6. Содержание палладия варьирует от 10-20 до 50-200 мг/т; содержания платины – от 10-30 до 100 мг/т; содержание золота от 15-20 до 100 мг/т и более; из других ЭПГ в заметных количествах присутствует рутений до 40-120 мг/т и осмий до 10-20 мг/т. В

целом ряд убывания благородных металлов выглядит следующим образом: Pd–Pt–Au–Ru–Os–Ir–Rh. Таким образом, установлено, что золото-палладиевая специализация титаномагнетитовых руд Суоямского комплекса аналогична специализации титаномагнетитовых руд Качканарского ферроклинопироксенитового комплекса, причем максимальные концентрации ведущих благородных металлов (палладия и золота) связаны с локальными зонами низкотемпературного водного метаморфизма и интенсивной сульфидизации. В этих участках, где концентрации сульфидов меди, кобальта и железа (халькопирита, пирита, кобальтина, борнита и др.), увеличиваются до 0,1–1,0 мас.%, содержания благородных металлов возрастают в сумме до 1–2–5 г/т (см. табл. 8). Именно здесь нами впервые выявлена вкрапленность сульфидных минералов с примесными количествами благородных металлов (см. табл. 7), а также включения собственных минералов палладия, представленных меренскиитами, аналогичными установленным в 80-х годах XX в нами в титаномагнетитовых рудах Качканара (см. табл. 3), [Волченко и др., 1975].

Выполненные исследования и сопоставления платиноносности ферроклинопироксенитовых ассоциаций Качканарского и Суоямского комплексов приводят к выводу о принадлежности их к разным фрагментам одного и того же Палладиеносного пояса Урала, впервые выделенного и обоснованного нами еще в 1998, 2006, 2007, 2008 гг. [Волченко и др., 1998, 2006, 2007, 2008].

Исследования проводятся в рамках Проекта «Освоение недр Земли: инновационное научно-технологическое развитие горно-металлургического комплекса Урала».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Волченко Ю.А., Нечеухин В.М., Радыгин А.И. и др. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов. Т. 224. ДАН СССР. № 1. 1975. С. 182–185.

Волченко Ю.А., Фоминых В.Г., Нечеухин В.М. Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. С. 79–96.

Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., и др. Новые и перспективные типы платинометального оруденения Урала. Геология и металлогения Урала. Кн. 1. Екатеринбург, 1998. С. 238–255.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева и др. Новые золото-платинопалладиевые проявления Палладиеносного пояса Урала//Ежегодник-2006. Екатеринбург, 2006. С. 214–220.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Иванов К.С. и др. Палладиеносный пояс Урала. Минералогия Урала-2007. Миасс, 2007. С. 9–14.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Иванов К.С. Платиноносный и Палладиеносный пояса Урала: общие перспективы платиноносности Севера Урала. Уральская минералогическая школа-2008. Екатеринбург, 2008. С. 11–20.

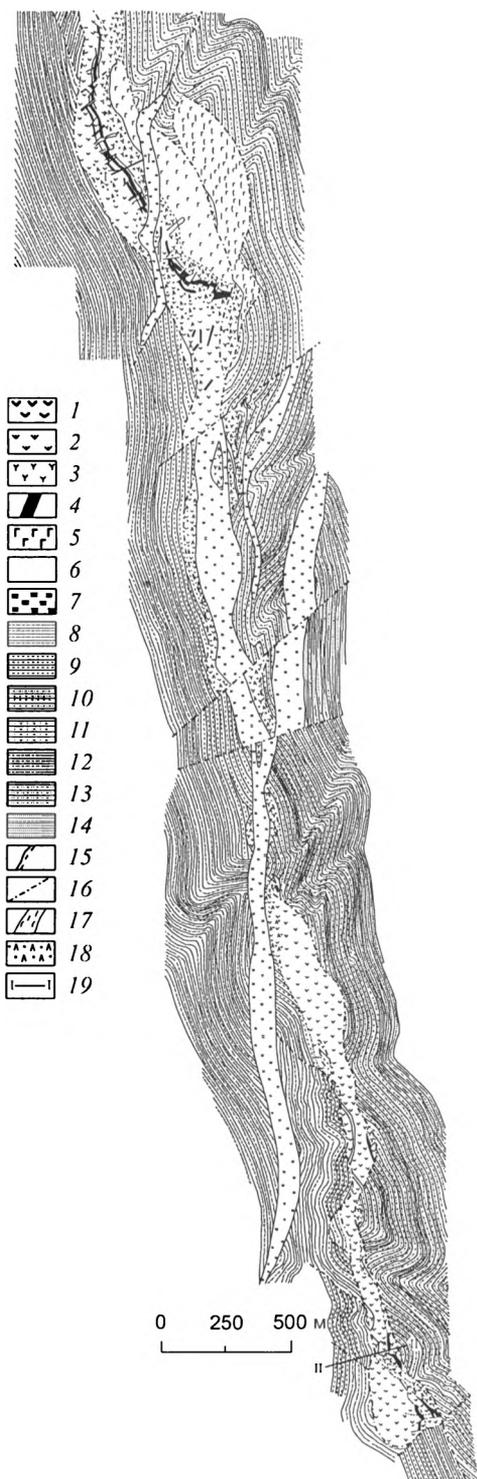
Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С. и др. Пироксениты Качканара. Свердловск, 1967. Тр. УФАИ. 84 с.

ТЕКТОНИКА И ПЛАТИНОНОСНОСТЬ СТРАТИФОРМНЫХ ХРОМИТОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА (НА ПРИМЕРЕ САРАНОВСКОГО ПОЯСА МАССИВОВ)*

Результаты выполненного минералого-геохимического и структурного картирования по ряду разрезов Сарановского стратиформного хромитоносного комплекса обосновывают представления о нем как о полигенных и полихронных образованиях, включающих в себя структурно-вещественные ассоциации этапа средне-позднерифейского эпиконтинентального рифтогенеза, венд-кембрийских трансформаций рифтогенных структур и этапа поздней палеозойской платформенной активизации. Главные особенности распределения ЭПГ в изученных сечениях заключаются в однотипной геохимической специализации ультрамафитов и хромовых руд на тугоплавкие платиновые металлы (Ru, Os, Ir) и закономерном изменении их содержаний в рудах и собственных минералах по стратифицированному разрезу.

Сарановский пояс стратиформных хромитоносных массивов расположен на западном склоне Урала в пределах осевой части Центрально-Уральского поднятия в полосе развития докембрийских рифтогенных образований. По находкам обломков хромовых руд сарановского типа в конгломератах Серебрянской серии венда предполагается позднерифейско-вендский возраст формирования хромитоносных ультрамафитов этого пояса, что соответствует времени проявления здесь основного этапа эпиконтинентального рифтогенеза в виде системы рифтогенных палеограбен и региональных рифтогенных разломов. Детальные геолого-структурные исследования показали, что Сарановский стратиформный хромитоносный комплекс сложен системой тектонических блоков линзо-, клино- и пластинообразной формы. Контакты отдельных блоков и пластин с вмещающими сланцевыми толщами имеют характер зон дробления, брекчирования и рассланцевания мощностью от 5-10 до 30-50 м и более. Степень тектонической нарушенности и величина эрозионного среза комплекса возрастают с севера на юг, где он трансформируется в сокращенный по мощности линзообразный блок, имеющий этажное строение с наличием многочисленных слепых хромитоносных тел (рис. 1). Выявляется характерное тектоническое выклинивание на флангах и с глубиной. Отчетливо выражено разлинзование Сарановского комплекса с разворотом блоков на флангах в противоположных направлениях, что фиксируется на севере вертикальным и крутым (75-89°) западным, а на юге пологим (40-50°) СВ падением хромитовых пластов. Типичные для Сарановского комплекса блочность и мозаичность внутренней структуры мафит-ультрамафитовых и хромоворудных тел объясняется большим числом крутопадающих и пологих разрывных нарушений, смещения по которым чаще имеют

*Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, ПГУ, 2008. С. 94-97.



небольшую амплитуду и характер сбросов и взбросов в комбинации со сдвигами. Выявлены и более крупные надвиговые нарушения с амплитудой перемещения, соизмеримой с суммарной мощностью Сарановского комплекса, то есть оцениваемые во многие сотни метров. Принципиально важно, что такие структурные элементы откартированы в массиве линзообразной формы с достаточно простой поверхностью контактовых зон габбро-гипербазитового тела с вмещающими терригенно-сланцевыми толщами при отсутствии в нем на хорошо исследованном интервале 600-1000 м от поверхности каких либо расчленяющих его клинообразных блоков сланцев и соответственных тектонических козырьков. Это в сочетании с наличием откарти-

Рис. 1. Геологическая карта Сарановского хромитоносного комплекса. Составили В.К., Сергеев, Ю.А. Волченко, Я.Ш. Брянский, В.А. Зуев (1991 г.).

1 – дуниты; 2 – пироксенсодержащие дуниты; 3 – дунит-гарцбургиты; 4 – хромитовые руды; 5 – габбро; 6 – диабазы; 7 – габбро-диабазы; 8 – сланцы альбит-слюдисто-кварцевые (федотовская свита рифея); 9 – сланцы углисто-слюдисто-кварцевые (федотовская свита рифея); 10 – сланцы углисто-кварцевые, песчанистые, алевритовые (вильвенская свита рифея); 11 – редкогалечные конгломераты со сланцевым цементом (вильвенская свита рифея); 12 – измененные рассланцованные эффузивы (вильвенская свита рифея); 13 – сланцы гематитсодержащие (вильвенская свита рифея); 14 – кварцевые песчаники, кварцито-песчаники (вильвенская свита рифея); 15 – геологические границы; 16 – тектонические нарушения; 17 – зоны милонитизации; 18 – зоны антигоритизации; 19 – геологические разрезы

рованных мощных зон тектонитов на контактах мафит-ультрамафитового тела свидетельствует о формировании его структурных элементов не на месте современного залегания массива, а значительно глубже и до приобретения им завершенной будино-линзообразной формы. Представляется возможным сделать вывод, что Сарановский хромитоносный массив представляет собой сорванный и утративший первоначальную форму крупный будинированный тектонический блок, амплитуда перемещения которого по вертикали может оцениваться, скорее, во многие километры, чем в первые десятки или сотни метров. Выполненное в последнее время совместно с В.К. Сергеевым геолого-структурное картирование южного блока Сарановского хромитоносного комплекса (район Бисерского хромитового месторождения), вскрытого двумя горизонтами карьера «Южно-Сарановский хром» подтвердило предложенную нами в 80-е годы модель строения Сарановского хромитоносного комплекса. Этим карьером вскрыта линейная зона тектонических мегабрекчий с размерами отдельных блоков хромовых руд и хромитоносных ультрамафитов ромбообразной, треугольной, линзовидной, клиновидной и полигональной формы размером от 3-57×10-20 до 20×40-80 метров. Зоны рассланцевания и гидротермальной проработки, ограничивающие рудные блоки и будинообразные линзы ультрамафитов, предполагают взбрососдвиговые деформации с большими амплитудами перемещения по вертикали (до 1-1,5 км) и горизонтали (до 300-600 м и более).

Главные особенности распределения платиноидов в исследованных сечениях стратифицированного хромитоносного разреза Сарановского комплекса заключаются в однотипной геохимической специализации ультрамафитов и хромовых руд на тугоплавкие платиновые металлы (Ru, Os, Ir) и закономерном изменении их содержаний как в рудах, так и в собственных минералах. Установлено относительное обогащение нижних частей разреза Os, Ir, Ru и, напротив, верхних частей Pd, Rh, Pt. Как в ультрамафитах, так и в хромовых рудах доля тугоплавких ЭПГ составляет 60-90% от суммарных их количеств. Общее содержание ЭПГ в хромовых рудах изменяется от 0,2 до 2,0 г/т и более. Во всех частях стратифицированного хромитоносного разреза присутствует платиноидная минерализация, представленная сульфидами и сульфоарсенидами тугоплавких платиновых металлов: лаурит, лаурит осмиевый, эрликманит, ирарсит и др. Установлена генетическая связь собственных минералов ЭПГ с сульфидами и сульфоарсенидами никеля, железа, кобальта, меди: миллеритом, бравоитом, полидимитом, хизлевудитом, герсдорфитом и др. В целом, в хромовых рудах и хромитоносных ультрамафитах Сарановского стратиформного комплекса присутствуют и пространственно совмещены три разных типа платинометального оруденения: сарановский (Ru-Os-Ir) в хромовых рудах, чурольско-саранинский (Au-Pt-Pd) в метагаббро-долеритах и малдинский (Au-Pd-Pt) в околосаидитовых метасоматитах по хромитоносным ультрамафитам. Сопоставление полученных данных по платиноносности стратиформных хромитоносных комплексов Урала с имеющимися данными по расслоенным рифтогенным комплексам других регионов обнаруживает определенные черты сходства с объектами Карелии, в первую очередь – с массивами Бураковским, Хаутоваара и др.

ПОЛИЗОНАЛЬНОСТЬ И ДИСКРЕТНОСТЬ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА*

Несмотря на различные генетические пристрастия, большинство исследователей склонны рассматривать зональные, а точнее, полизональные мафит-ультрамафитовые комплексы Уральского подвижного пояса как единую рудно-геохимическую систему, ответственную за формирование генетически единого ряда рудных формаций от хромитовых, хромтитаномагнетитовых и иридиево-платиновых до безхромистых титаномагнетитовых, палладиевых и золото-палладиевых медно-сульфидных. При этом предполагается, что процесс накопления рудного вещества происходил перманентно в глубинных «сухих» высокотемпературных условиях, при умеренных и низких давлениях, по метаморфогенно-сегрегационной либо кристаллизационно-дифференционной схемам. Возникновение же поздних наложенных зон и ареалов водного метаморфизма под воздействием глубинных высокотемпературных флюидов лишь усложняло общую картину процессов рудообразования, существенно не меняя первичных соотношений пород и руд. Однако еще 30 лет тому назад, после открытия в мафит-ультрамафитовых комплексах новых типов сульфидного и теллуридного платино-палладиевого оруденения [1, 2] были предприняты попытки обосновать гетерогенность и полизональность мафит-ультрамафитовых комплексов Урала на основе анализа степени неоднородности их геологических, геохимических и рудных полей. Нами были откартированы и выделены два генетически различных типа естественных ассоциаций пород и руд, формирование которых протекало соответственно в мантийно-коровых и коровых условиях. Дальнейшее изучение состава и соотношения пород и руд в этих образованиях позволило получить новую информацию по дискретности процессов породо- и рудообразования в мафит-ультрамафитовых комплексах Уральского подвижного пояса. Для первой дунит-верлит-оливинит-клинопироксенит-тылаитовой естественной ассоциации установлена однотипная геохимическая специализация на платину при следующем характерном ряде содержаний благородных металлов: Pt, Ru, Os, Ir, Pd, Rh, Au. Выявлено закономерное возрастание средних содержаний платины от тылаитов (троктолитов) к оливиновым клинопироксенитам и дунитам (10-20-30-50 мг/т соответственно). В дунитах распределение платины и платиноидов контролируется параметрами состава и положением в разрезе дунитовых тел. Содержание платины при возрастании железистости дунитов от 6 до 12 мол.% увеличивается от 3-5 до 50-60 мг/т и в дальнейшем не растет. Среди основной массы таких «фоновых дунитах» нами впервые выявлены негативные

*III Международная конференция «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Т. 1. Качканар, 2009. С. 124-127.

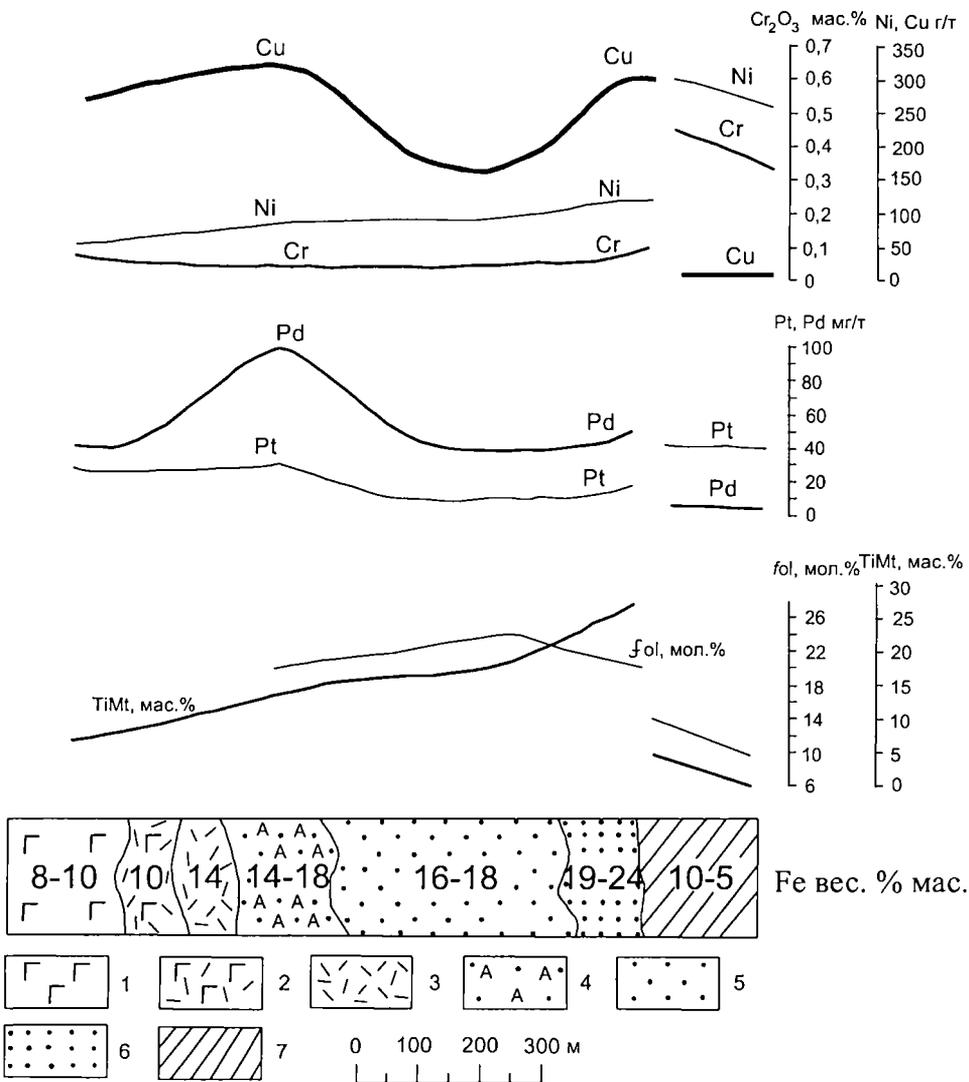


Рис.1. Распределение платиновых металлов (Pt, Pd), цветных металлов и хрома (Cu, Ni, Cr) по разрезу метагаббро-ферроклинопироксеновых серий полизональных комплексов Урала:

1 – метагаббро-нориты; 2 – амфибол-соссюритовое метагаббро; 3 – горнблендиты плагиоклазовые и бесплагиоклазовые; 4 – амфиболизированные клинопироксениты; 5 – магнетитовые клинопироксениты; 6 – оливиновые ферроклинопироксениты с участками магнетитовых оливинитов и верлитов; 7 – оливиновые клинопироксениты

геохимические аномалии по платине, к которым и приурочены хромит-платиновые рудные столбы и зоны, имеющие эпигенетическую природу. Из трех реально присутствующих в дунитах ассоциаций минералов платиновых металлов наиболее характерный и распространенной является ассоциация железо-платиновых сплавов с иридий, рутений и осмийсодержащими минералами – ферроплатиновый тип оруденения. Изотопно-геохимические и минералого-геохимические данные по ферроплатиновому типу указывают на мантийный источник генерации платиноидных элементов, конечная реализация которых в виде конкретного парагенезиса минералов происходила в условиях закрытой системы и сконцентрированного водно-щелочного флюида, отделившегося при эволюции рудно-магматической системы по той или иной модели [8-10].

Для второй оливинит-ферроклинопироксенит-горнблендит-метагаббровой естественной ассоциации установлена сквозная палладиевая (золото-платино-палладиевая) специализация при характерном ряде убывания благородных металлов: Pd, Pt, Au, Ru, Os, Rh, Ir. В магнетитовых оливинитах, магнетитовых клинопироксенитах и горнблендитах присутствует сульфидный палладиевый (высоцитовый) тип оруденения с парагенными теллуридами, арсенидами и антимонидами палладия и минералами системы Pd-Cu. В клинопироксен-амфиболовом и двупироксеновом габбро в связи с высокосульфидной минерализацией волковского типа присутствует меренскиитовый тип палладиевого оруденения, а в низах разреза дифференцированного габбро в связи с апатитовыми оливинитами и клинопироксенитами – малосульфидный меренскиит-котульскитовый тип палладиевого оруденения. Содержание ЭПГ изменяется в широких пределах от 30-70 до 500-1000 мг/т и более, но обычно в ферроклинопироксенитах не превышает 100 мг/т. В распределении ведущего ЭПГ палладия отмечаются три абсолютных максимума, приуроченных к габбро тыловых зон, горнблендитам и амфиболизированным ферроклинопироксенитам притыловых зон, а так же к оливиновым разностям руд фронтальных зон (рис. 1).

Особо рассмотрим состав и строение реакционных фронтальных зон, возникающих на периферии титаномагнетитовых залежей и фиксирующих собой дискретность разрезов ультрамафитов ферроклинопироксенитовых комплексов. Мощность этих зон на ферромагнитных планах различных рудных залежей изменяется в широких пределах, но чаще всего составляет от 5 до 70 м. Сложены они специфическими породами, одновременно обогащенными и оливином, и магнетитом. Рудоносные ферроклинопироксениты фронтальных зон постоянно содержат рассеянную и повышенную вкрапленность сульфидов: халькопирита, пирита, борнита, кобальтина и др. По мере приближения к фронтальным зонам со стороны магнетитовых клинопироксенитов, составляющих основную массу руд, происходит одновременное нарастание содержаний валового железа в рудах до 16-18 мас.%, количества свободного магнетита до 15-16% и более, железистости оливина и клинопироксена – соответственно до 24 и 21 мол.%. Эти величины железистости сосуществующих силикатов являются предельными

для титаномагнетитовых руд, и далее при переходе в область фронтальных зон железистость их в одних случаях остается постоянной, а в других – даже несколько снижается (до 21 мол.% для оливина и 18 мол.% для пироксена), в то время как содержания валового железа и количества магнетита в рудах продолжают резко возрастать, достигая соответственно величин 20-24 и 20-30 вес.%, что является весьма характерным для этих фронтальных зон. Переход от фронтальных зон к оливиновым клинопироксенитам, верлитам или иным членам рудовмещающей серии является резким и отчетливо ступенчатым. Содержания валового железа при этом падает до 8-10 вес.%, количество магнетита – до 5 вес.% при резко отличном его составе. Железистость оливина и клинопироксена соответственно падает до 15 и 13 мол.% (см. рис.1). Выявленная резкая ступенчатость многочисленных исследованных разрезов, наряду с другими структурными и минералого-геохимическими доказательствами, свидетельствует об отсутствии постепенности при переходе от оливиновых клинопироксенитов к магнетитовым клинопироксенитам. Отметим также установленную нами впервые взаимосвязь процессов накопления железа и палладия в титаномагнетитовых рудах. Попытки придать зональности первого типа универсальный характер сопровождалась, с одной стороны, стремлением отыскать постепенные взаимные переходы между всеми присутствующими типами горных пород и руд, с другой – развитием представлений о нахождении в них генетически единого ряда взаимосвязанных рудных формаций. Такой подход нивелировал выявленную нами дискретность геологических разрезов ультрамафит-мафитовых комплексов, отводя их метагаббровым членам роль пассивных матриц. Однако довольно скоро выяснилось, что металлогеническая нагрузка, присущая зональности первого типа и зональности второго типа, принципиально различна и тесно связана с геодинамическим режимом из формирования. Если для дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий характерно магноферрихромитовое, хром-магнетитовое и самородное иридий-платиновое оруденение, то в ферроклинопироксенит-метагаббровых сериях присутствует безхромистое титаномагнетитовое, медно-сульфидно-титаномагнетитовое, сульфидно-палладиевое, теллуридно-палладиевое или золото-палладиевое оруденение. В первом случае выявленные типы оруденения характеризуют ряд рудных формаций, возникающих на ранних стадиях собственно геосинклиналильного процесса. Во втором – мы имеем дело с рудными формациями, описанными в качестве типичных для габбровых комплексов платформенного типа. Очевидно, что пространственное положение этих двух рядов рудных формаций в мафит-ультрамафитовых комплексах и определяет в целом региональную металлогеническую зональность Уральского подвижного пояса. Проведенные исследования и сопоставление платиноносности ферроклинопироксенитовых ассоциаций Качканарского и Суроямского комплексов приводят к выводу об их принадлежности к разным фрагментам одного и того же Палладиеносного пояса Урала, выделение которого обосновано нами [3-7].

Исследования проводятся в рамках Программы №2 ОНЗ РАН, проект «Металлогенические эпохи и провинции фанерозойских складчатых поясов: закономерности размещения различных типов минеральных месторождений в конвергентных и дивергентных геодинамических обстановках».

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А., Нечеухин В.М., Радыгин А.И. и др. Новый тип платиновой минерализации в гипербазитах складчатых поясов // Т. 224. ДАН СССР. № 1. 1975. С. 182-185.

2. Волченко Ю.А., Бобров В.Н. Два типа зональности в платиноносных габбро-гипербазитовых комплексах геосинклиналей // III Уральское совещание "Рудоносные метасоматические формации Урала", тез. докл. Ч. 3. Свердловск. 1981. С. 6-7.

3. Волченко Ю.А., Фоминых В.Г., Нечеухин В.М. Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. С. 79-96.

4. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., и др. Новые и перспективные типы платинометалльного оруденения Урала. Геология и металлогения Урала. Кн. 1. Екатеринбург, 1998. С. 238-255.

5. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева и др. Новые золото-платино-палладиевые проявления Палладиеносного пояса Урала // Ежегодник-2006. Екатеринбург, 2006. С. 214-220.

6. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Иванов К.С. и др. Палладиеносный пояс Урала. // Минералогия Урала-2007. Миасс, 2007. С. 9-14.

7. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Иванов К.С. Платиноносный и Палладиеносный пояса Урала: общие перспективы платиноносности Севера Урала // Уральская минералогическая школа-2008. Екатеринбург, 2008. С. 11-20.

8. Генкин А.Д. Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижне-Тагильском дунитовом массиве // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 41-48.

9. Йоганн З., Опеншметтер М. Силикатные включения в изоферроплатине из интрузивных комплексов аляскинского типа: генетическое значение // VII Международный Платиновый Симпозиум. Тез. докл. – М.: Наука. 1994. С. 42-43.

10. Hattori K., Cabri L.J. Origin of platinum-group minerals nuggets inferred from osmium-isotope study // Canad. Mineralogist. 1992. V. 30. Pt. 2. – P. 289-301.

НОВЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПЛАТИНО-ПАЛЛАДИЕВЫХ МИНЕРАЛОВ И АМАЛЬГАМОИДОВ В УЛЬТРАМАФИТАХ КЫТЛЫМСКОГО И НИЖНЕ-ТАГИЛЬСКОГО МАССИВОВ (СРЕДНИЙ УРАЛ)*

В общем объеме руд уральского типа, связанных с дунитовыми и клинопироксенитовыми членами габбро-клинопироксенит-дунитовой формации собственно Платиноносного пояса Урала, нами на основе минералого-геохимических и структурно-геологических критериев выделяются три дискретных подтипа платинопроявлений, различающихся составом и соотношением основных сосуществующих минералов (хромшпинелидов, оливинов, платины): хромитовый, дунитовый, пегматитовый подтипы руд. Впервые выделенный и детально исследованный нами на основе ряда платинопроявлений Косьвинского и Нижне-Тагильского массивов пегматитовый подтип платино-палладиевых руд включает новый парагенезис собственных минералов палладия, платины, ртути и меди, а также разнообразные сульфиды, арсениды и сульфотеллуриды с примесными количествами благородных металлов (табл. 1, 2). Платиноносные клинопироксенитовые тела отмечены Н.В. Бутыриным [1] на водоразделе Ободранного и Юдинского логов в дунитах Каменно-Косьвинского массива Кытлымского комплекса, в верлитах Сухого и Белогорского лога Нижне-Тагильского массива и месторождении № 576 (575) одной из вершин Крутого лога г. Соловьевой [1]. Наиболее крупное из этих платиноносных тел, известное как Бутыринское рудопроявление массива Косьвинский Камень, вскрыто шурфом № 24 и канавами рассечками из этого шурфа. Благодаря исследованиям, проведенным Н.В. Бутыриным, а также А.А. Ивановым и Н.В. Лизуновым [5] в пределах Платиноносного пояса Среднего Урала, был намечен пироксенитовый, палладиевый тип оруденения, предположительно сопоставленный с известными платино-палладиевыми рудами норитового типа [5].

Пироксенит-пегматитовые жилы имеют сложную ветвистую форму и неоднородное внутреннее строение. Длина жил по простиранию от 0,5 до 6 м, мощность изменяется от 5-10 см до 1 м и более. Простирание жил С-СВ 60-70°, с падением на СЗ под углами 60-80°. Апофизы жил имеют СВ и ЮЗ простирание с пологим (18-35°) падением на ЮВ. Контакты жил и их апофиз с дунитами резкие и извилистые. В зонах контактов жил дуниты серпентинизированы интенсивнее и здесь появляются каймы осветления мощностью 5-10 мм. Пироксенит-пегматитовые жилы секут деформационную полосчатость дунитов и верлитов под углами 40-45°. В раздувах жилы содержат округлые, эллипсоидальные угловатые и бесформенные фрагменты («останцы») дунита с размером в поперечнике от 1-2 до 3г5-10г7 см, количество которых достигает 50-70%

*Вестник Уральского отделения РМО № 6. Екатеринбург, 2009. С. 11-20.

**Химический состав собственных минералов благородных металлов
в рудах пегматитового подтипа, мас. %**

№	№ обр.	Pt	Pd	Rh	Ir	Au	Fe	Cu	Ni	Hg	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Тетраферроплатина палладистая											
1	Б-1-10	71,96	4,20	0,02	0,60	0,02	14,00	6,62	0,26	0,63	98,31
2	Б-1-13	70,50	5,20	0,11	1,04	-	11,60	8,20	0,92	1,04	98,61
3	Б-1-19	70,20	2,00	0,04	1,80	-	11,61	10,90	0,64	0,90	98,09
4	Б-1-21	71,50	1,74	0,06	1,12	-	12,10	11,00	0,56	0,46	98,54
5	Б-1-22	69,20	4,50	0,06	1,60	-	13,30	11,80	0,81	0,39	101,66
6	Б-1-25	72,29	2,80	0,05	1,20	-	10,94	10,89	2,03	0,41	100,61
7	Б-1-50	66,00	3,98	-	-	-	12,63	13,85	1,50	0,60	98,56
8	Б-2-1	69,90	3,60	-	-	-	14,90	10,00	сл.	сл.	98,40
9	Б-2-2	67,86	3,64	-	-	-	13,40	9,40	0,78	сл.	95,08
10	Б-2-31	62,45	5,80	-	-	-	14,30	7,10	0,90	4,45	95,00
11	Б-2-32	68,60	4,98	-	-	-	16,20	8,20	0,80	сл.	98,78
12	Б-2-33	68,10	2,10	-	-	-	14,00	12,84	0,95	сл.	97,99
Туламинит палладистый											
13	Б-1-1	70,68	1,90	0,05	0,48	-	12,63	10,93	1,10	0,71	98,48
14	Б-1-2	70,42	3,89	0,03	1,66	0,03	11,14	8,25	0,73	5,00	101,15
15	Б-1-8	63,00	6,49	0,04	0,91	0,02	4,34	11,80	2,46	12,90	101,96
16	Б-1-12	71,80	6,55	0,11	0,82	0,02	9,96	11,90	0,38	0,41	101,95
17	Б-1-16	68,90	5,80	0,03	0,78	-	11,90	13,00	1,27	0,57	102,25
18	Б-1-18	71,00	1,50	0,03	0,56	-	11,64	14,60	0,72	0,38	100,43
19	Б-1-41	62,20	4,10	-	-	-	16,90	12,20	1,87	сл.	97,27
20	Б-1-42	61,57	2,55	-	-	-	16,00	14,00	1,91	сл.	96,04
21	Б-1-43	63,00	2,10	-	-	-	15,00	12,68	3,24	сл.	96,02
22	Б-1-53	60,93	5,10	-	-	-	12,90	19,72	1,90	сл.	100,55
23	Б-1-57	69,89	2,64	-	-	-	13,39	14,21	сл.	2,66	102,79
24	Б-1-63	60,72	9,73	-	-	-	11,60	10,81	3,40	4,61	100,87
25	Б-2-25	67,20	3,25	-	-	-	12,42	12,17	сл.	3,70	98,74
26	Б-2-13	54,90	8,10	-	-	-	11,90	12,10	сл.	7,10	94,10
27	Б-2-28	71,50	сл.	-	-	-	10,90	13,71	1,31	сл.	97,42
28	Б-2-34	54,80	7,80	-	-	-	12,40	19,63	сл.	сл.	94,63
29	Б-2-25а	65,70	3,25	-	-	-	11,60	11,90	сл.	3,80	96,26
Потарит медистый											
30	Б-1-5	6,22	34,80	-	0,60	0,04	2,11	21,10	0,29	33,10	98,26
31	Б-1-15	5,60	30,90	-	4,60	-	5,20	5,80	0,74	43,30	96,17
32	Б-1-20	2,90	31,30	-	5,90	0,04	2,10	10,41	1,05	43,74	97,44
33	Б-1-14	5,10	31,40	-	4,00	-	3,00	9,30	0,39	44,00	97,21
34	Б-1-24	3,53	30,40	-	8,00	0,04	1,06	8,90	0,45	45,40	97,78
35	Б-1-29	сл.	33,74	-	-	-	0,56	4,84	сл.	63,54	102,68
36	Б-1-32	0,65	32,84	-	-	-	0,77	4,18	сл.	61,37	99,81
37	Б-1-49	сл.	33,79	-	-	-	0,30	3,49	сл.	62,40	99,98
38	Б-1-56	7,24	31,52	-	-	-	3,93	3,00	сл.	55,14	100,83
39	Б-2-24	18,00	27,00	-	-	-	3,70	4,70	сл.	45,90	99,30

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Амальгамы платинисто-палладистой меди											
40	Б-1-3	35,94	16,10	-	1,15	-	4,65	22,40	0,51	17,82	98,59
41	Б-1-4	38,30	24,66	-	0,78	-	2,27	9,54	0,64	25,21	101,42
42	Б-1-6	20,71	30,63	-	0,47	-	3,67	5,12	3,37	36,80	100,79
43	Б-1-9	15,10	33,09	-	1,70	-	4,74	11,43	2,36	30,41	98,83
44	Б-1-11	32,70	30,43	-	0,32	-	2,66	3,00	0,41	31,78	101,32
45	Б-1-17	20,61	26,20	0,10	1,80	-	3,60	15,00	2,00	32,60	101,91
46	Б-1-9а	37,40	5,91	-	-	-	7,37	46,55	0,81	0,98	99,02
47	Б-1-33	2,73	25,37	-	-	-	1,02	32,75	сл.	36,63	98,50
48	Б-1-39	1,01	29,67	-	-	-	2,78	10,24	сл.	53,30	97,00
49	Б-1-40	3,30	27,89	-	-	-	5,57	29,92	сл.	30,30	96,98
50	Б-1-58	4,20	25,96	-	-	-	3,63	9,77	сл.	50,48	94,04
51	Б-1-61	32,54	18,90	-	-	-	6,69	13,50	сл.	27,60	99,23
52	Б-1-62	17,66	22,60	-	-	-	3,75	28,21	0,65	25,46	98,33
53	Б-2-3	39,00	25,00	-	-	-	8,62	11,70	сл.	10,90	95,22
54	Б-2-5	40,87	24,64	-	-	-	10,90	12,00	сл.	10,40	98,81
55	Б-2-24а	17,40	26,37	-	-	-	4,48	4,46	сл.	45,65	98,36
56	Б-2-26	30,33	18,60	-	-	-	7,50	13,40	сл.	28,60	98,43
57	Б-2-12	23,35	23,77	-	-	-	5,57	6,40	сл.	37,95	97,04
58	Б-2-25	сл.	32,70	Ag- 2,92			12,00	1,50	сл.	52,39	101,50
59	Б-2-29	сл.	29,86	-	-	-	3,98	33,19	сл.	32,60	99,63
60	Б-2-30	44,18	16,90	-	-	-	9,90	11,00	0,50	20,00	102,48
61	Б-2-18	сл.	30,64	-	-	-	12,30	11,28	сл.	44,74	98,96
62	Б-2-19	31,00	19,00	-	-	-	17,50	9,90	сл.	13,00	90,40
63	Б-2-26а	27,92	21,83	-	-	-	7,20	9,52	сл.	30,75	97,22
Медь палладистая и платинистая											
64	Б-1-52	22,16	19,92	-	-	-	5,24	54,53	-	-	101,85
65	Б-2-4	58,10	15,54	-	-	-	12,00	14,64	-	-	100,28
66	Б-2-5	-	8,2	-	-	-	11,40	76,50	-	-	96,10
67	Б-2-6	-	6,7	-	-	-	11,9	75,90	-	-	94,50
Атомные концентрации											
1	Б-1-10	47,64	5,10	0,03	0,40	-	32,38	13,46	0,57	0,41	100,00
2	Б-1-13	46,67	6,31	0,14	0,70	-	26,82	16,67	2,02	0,67	100,00
3	Б-1-19	45,95	2,40	0,05	1,20	-	26,53	21,91	1,39	0,57	100,00
4	Б-1-21	46,34	2,07	0,07	0,74	-	27,39	21,89	1,21	0,29	100,00
5	Б-1-22	41,95	5,00	0,07	0,99	-	28,17	21,96	1,63	0,23	100,00
6	Б-1-25	45,89	3,26	0,06	0,77	-	24,26	21,23	4,28	0,25	100,00
7	Б-1-50	39,88	4,41	-	-	-	26,66	25,69	3,01	0,35	100,00
8	Б-2-1	43,89	4,15	-	-	-	32,68	19,28	-	-	100,00
9	Б-2-2	44,41	4,37	-	-	-	30,64	18,89	1,70	-	100,00
10	Б-2-31	41,04	6,99	-	-	-	32,83	14,33	1,97	2,84	100,00
11	Б-2-32	42,31	6,63	-	-	-	34,90	15,53	1,64	-	100,00
12	Б-2-33	41,67	2,36	-	-	-	29,92	24,12	1,93	-	100,00
13	Б-1-1	45,09	2,22	0,06	0,31	-	28,14	21,41	2,33	0,44	100,00
14	Б-1-2	46,65	4,73	0,04	1,12	-	25,78	16,78	1,61	3,28	100,00
15	Б-1-8	42,47	8,02	0,05	0,62	-	10,22	24,63	5,51	8,46	100,00

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
16	Б-1-12	45,48	7,61	0,13	0,53	-	22,04	23,15	0,80	0,25	100,00
17	Б-1-16	41,35	6,38	0,03	0,48	-	24,95	23,95	2,53	0,33	100,00
18	Б-1-18	43,66	1,69	0,04	0,35	-	25,00	27,57	1,47	0,23	100,00
19	Б-1-41	36,11	4,36	-	-	-	34,27	21,65	3,61	-	100,00
20	Б-1-42	35,91	2,73	-	-	-	32,60	25,07	3,70	-	100,00
21	Б-1-43	37,30	2,28	-	-	-	31,02	23,05	6,35	-	100,00
22	Б-1-53	33,44	5,13	-	-	-	24,73	33,23	3,47	-	100,00
23	Б-1-57	41,67	2,89	-	-	-	27,89	26,01	-	1,54	100,00
24	Б-1-63	36,13	10,62	-	-	-	24,11	19,75	6,72	2,67	100,00
25	Б-2-25	42,66	3,78	-	-	-	27,55	23,72	-	2,29	100,00
26	Б-2-13	35,40	9,58	-	-	-	26,81	23,76	-	4,45	100,00
27	Б-2-28	45,83	-	-	-	-	24,40	26,98	2,79	-	100,00
28	Б-2-34	31,73	8,28	-	-	-	25,08	34,90	-	-	100,00
29	Б-2-25а	43,11	3,91	-	-	-	26,59	23,97	-	2,43	100,00
30	Б-1-5	3,53	36,26	-	0,35	-	4,19	36,81	0,55	18,29	100,00
31	Б-1-15	3,80	38,41	-	3,17	-	12,32	12,07	1,67	28,55	100,00
32	Б-1-20	1,87	38,10	-	3,98	-	4,87	20,59	2,32	28,25	100,00
33	Б-1-14	3,40	38,41	-	2,71	-	6,99	19,05	0,87	28,56	100,00
34	Б-1-24	2,45	38,71	-	5,55	-	2,57	18,98	1,04	30,67	100,00
35	Б-1-29	-	44,04	-	-	-	1,39	10,58	-	43,99	100,00
36	Б-1-32	0,48	44,25	-	-	-	1,98	9,43	-	43,86	100,00
37	Б-1-49	-	46,10	-	-	-	0,78	7,97	-	45,15	100,00
38	Б-1-56	5,11	40,81	-	-	-	9,70	6,51	-	37,87	100,00
39	Б-2-24	12,47	34,66	-	-	-	11,22	9,82	-	31,83	100,00
40	Б-1-3	21,06	17,29	-	0,68	-	9,52	40,29	0,99	10,15	100,00
41	Б-1-4	25,85	30,51	-	0,54	-	5,35	19,77	1,44	16,54	100,00
42	Б-1-6	13,54	36,72	-	0,31	-	8,41	10,28	7,32	23,40	100,00
43	Б-1-9	9,06	36,41	-	1,04	-	9,94	21,06	4,71	17,78	100,00
44	Б-1-11	23,42	39,96	-	0,23	-	6,66	6,60	0,98	22,14	100,00
45	Б-1-17	12,28	28,66	0,11	1,09	-	7,50	27,47	3,96	18,91	100,00
46	Б-1-9а	17,09	5,12	-	-	-	11,62	64,52	1,22	0,44	100,00
47	Б-1-33	1,45	24,61	-	-	-	1,89	53,21	-	18,85	100,00
48	Б-1-39	0,68	36,66	-	-	-	6,54	21,19	-	34,93	100,00
49	Б-1-40	1,69	26,19	-	-	-	9,97	47,06	-	15,10	100,00
50	Б-1-58	2,93	33,15	-	-	-	8,83	20,89	-	34,20	100,00
51	Б-1-61	20,48	21,82	-	-	-	14,71	26,09	-	16,90	100,00
52	Б-1-62	9,51	22,31	-	-	-	7,05	46,63	1,16	13,33	100,00
53	Б-2-3	24,15	28,39	-	-	-	18,65	22,25	-	6,57	100,00
54	Б-2-5	23,89	26,41	-	-	-	22,26	21,54	-	5,91	100,00
55	Б-2-24а	12,47	34,66	-	-	-	11,22	9,82	-	31,83	100,00
56	Б-2-26	19,00	21,37	-	-	-	16,42	25,78	-	17,43	100,00
57	Б-2-12	16,33	30,49	-	-	-	13,61	13,75	-	25,82	100,00
58	Б-2-25	-	36,85	Ag- 3,25			25,76	2,83	-	31,31	100,00
59	Б-2-29	-	27,07	-	-	-	6,87	50,39	-	15,68	100,00

Таблица 1 (окончание)

60	Б-2-30	26,84	18,82	-	-	-	21,00	20,51	1,00	11,82	100,00
61	Б-2-18	-	31,69	-	-	-	24,24	19,53	-	24,54	100,00
62	Б-2-19	18,23	20,49	-	-	-	35,96	17,88	-	7,44	100,00
63	Б-2-26а	18,34	26,29	-	-	-	16,52	19,20	-	19,65	100,00
64	Б-1-52	9,07	14,94	-	-	-	7,49	68,50	-	-	100,00
65	Б-2-4	33,49	16,43	-	-	-	24,17	25,91	-	-	100,00
66	Б-2-5	-	5,19	-	-	-	13,75	81,06	-	-	100,00
67	Б-2-6	-	4,28	-	-	-	14,49	81,23	-	-	100,00

Примечание. Анализ образцов проводился рентгено-спектральным методом на приборе «JXA-5» в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Л.К. Воронина), а также на сканирующем электронном микроскопе фирмы «JEOL», оснащенном энергодисперсионными приставками: «JSM-5300+ЭДД INCA» (Oxford) и «JSM-5610+ЭДД JED-2300 (JEOL)» в институте ИГЕМ (аналитик Трубкин Н.В.)

от общего объема жил. На выклинивании количество фрагментов дунита уменьшается до 5-10%, в апофизах они часто вообще отсутствуют. Жилы сложены в основном клинопироксеном темно-зеленого цвета в виде крупных кристаллов размером от 5-10 мм до 2-3 см и мономинеральных гнезд-обособлений размером до 3-5 см. По составу клинопироксен отвечает ряду диопсид – геденбергит с железистостью 7-12 мол.%. Роговая обманка присутствует спорадически и образует довольно крупные, иногда пятнообразные и полосовидные выделения размером от 5-10 мм до 1-3 см. Цвет роговой обманки темно-зеленый и черный. Развивается отчетливо позднее моноклинного и ромбического пироксена, метасоматически замещая их. Включения оливина в жилах сложены зернами размером от 0,1 до 1 мм в среднем 0,6 мм с железистостью 8,0-8,6 мол.%. Фрагменты дунита в пироксенит-пегматитовых жилах имеют мелкозернистое строение и содержат акцессорную вкрапленность хромшпинелида. Апатит присутствует в виде идиоморфных включений среди выделений ромбического и моноклинного пироксена. Кристаллические зерна апатита имеют форму шестиугольников и вытянутых табличек. Размеры зерен от 40×100 до 300×550 мкм. Главным рудным минералом является хромтитаномагнетит, обладающий специфичным и аномальным для Платиноносного пояса составом (табл. 3). Хромтитаномагнетит образует прожилковидные участки густовкрапленного и сплошного сложения с каймами мелкозернистого клинопироксена, а также участки с вкрапленной текстурой сидеронитового и петельчатого типа. Размер индивидуальных зерен хромтитаномагнетита изменяется от 0,5-2 мм. В силикатных минералах присутствуют и более крупные идиоморфные включения хромтитаномагнетита размером от 2 до 5 мм. Из других рудных минералов в жиле присутствуют пирит, халькопирит, пирротин, пентландит, ковеллин, малахит, медь самородная, разнообразные минералы платиновых металлов. Содержание платиновых металлов в рудах пироксенит-пегматитовых жил – от 35 до 50 г/т при

**Химический состав сульфидов, арсенидов
и сульфотеллуридов цветных металлов
с примесными количествами благородных металлов, мас. %**

№п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
№ фазы	Б-1-46	Б-1-24	Б-1-36	Б-2-18	Б-1-51	Б-1-59	Б-2-20	Б-1-70
Cu	12,5	0,6	28,1	33,59	56,5	67,4	24,5	0,1
Fe	24,8	30,2	27,6	30,64	6,2	6,3	23,3	1,1
Ni	27,9	30,59	7,1	-	6,9	0,3	0,8	49,8
Co	сл.	3,94	0,1	сл.	1,34	сл.	сл.	сл.
Pt	0,3	-	-	-	-	-	-	4
Pd	6	-	-	-	-	-	-	1
Rh	0,2	-	-	-	1,03	-	-	0,12
Au	сл.	сл.	0,1	0,1	-	0,1	0,1	0,4
Ag	-	-	-	-	-	-	17,02	0,1
Hg	3	-	-	-	-	-	-	-
S	27	31,8	30,35	34,3	24,4	24	24,2	-
As	-	-	-	-	-	-	-	46
Te	-	-	-	-	-	-	11,92	-
Сумма	101,7	97,13	93,35	98,63	96,37	98,1	101,84	102,62
Атомные концентрации								
Cu	9,68	0,44	20,19	24,62	46,52	55,03	21,15	0,1
Fe	21,84	25,39	25,26	25,55	5,81	5,85	22,89	1,3
Ni	23,38	24,46	6,09	-	6,15	0,27	0,75	55,9
Co	-	3,14	0,09	-	1,19	-	-	-
Pt	0,08	-	-	-	-	-	-	1,35
Pd	2,77	-	-	-	-	-	-	0,62
Rh	0,1	-	-	-	0,52	-	-	0,08
Au	-	-	0,03	0,02	-	0,03	0,03	0,13
Ag	-	-	-	-	-	-	8,66	0,06
Hg	0,74	-	-	-	-	-	-	-
S	41,42	46,57	48,37	49,81	39,81	38,83	41,4	-
As	-	-	-	-	-	-	-	40,46
Te	-	-	-	-	-	-	5,13	-
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание. Анализ проводился рентгеноспектральным методом на сканирующем электронном микроскопе фирмы «JEOL», оснащенный энерго-дисперсионными приставками: «JSM-5300 + ЭДД INCA» (Oxford), «JSM-5610 + ЭДД JED-2300 (JEOL)» в институте ИГЕМ, аналитик Трубкин Н.В. Образцы: 1,2 – пентландит; 3,4 – халькопирит; 5,6 – борнит; 7 – сульфотеллурид Cu, Fe, Ag; 8 – маухерит.

ведущей роли платины и палладия. Предпринятое нами детальное изучение геологических и минералого-геохимических особенностей пироксенит-пегматоидных жил привело к выводу, что мы имеем дело с новым подтипом платинометального оруденения в объеме уральского типа руд [2-4]. Необычные новые

**Химический состав хромтитаномагнетитов
из руд пегматитового субтипа, мас. %**

№ пп	№ обр.	Основные компоненты							Cr/ (Cr+Al)	Mg/ (Mg+Fe ²⁺)
		TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO ⁺	MnO	MgO	Сумма		
1	Б1-1	1,98	7,14	28,35	55,95	0,44	5,28	99,14	0,73	0,27
2	Б1-2	1,98	5,72	27,06	59,24	0,29	4,72	99,00	0,76	0,25
3	Б1-3	2,60	6,17	25,17	57,35	0,29	5,78	97,36	0,73	0,31
4	Б1-4	2,14	5,96	25,98	57,92	0,29	7,19	99,48	0,75	0,37
5	Б1-5	2,10	6,00	23,27	63,10	0,32	6,40	101,19	0,72	0,32
6	Б1-6	2,74	5,55	22,61	64,26	0,44	4,14	99,30	0,73	0,22
7	Б1-7	2,44	5,97	22,13	64,74	0,29	4,14	99,69	0,71	0,22

Примечание. Образцы из Бутыринского рудопоявления. Анализы выполнены методами РСМА на приборе «ЖА-5» в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Л.К. Воронина). FeO⁺ – все железо в виде FeO.

парагенезисы палладия, платины, ртути, меди включают следующие минералы: тетраферроплатину палладистую, туламинит палладистый, потарит медистый, амальгамиды платинисто-палладистой меди, медь палладистую и медь палладисто-платинистую. На основе исследования около 100 фаз методами РСМА выяснен их типоморфизм и типохимизм (табл. 1, 2; рис. 1-5). Исследованные фазы встречаются в полированных шлифах и цементационных препаратах в виде моновыделений и сростков 2-4 минералов ЭПГ с феррихромшпинелидами, клинопироксенами, сульфидами цветных металлов и самородной медью. Размеры выделений и сростков минералов изменяются от 10-30 до 100-500 мкм. Результаты гранулометрического анализа; мкм: кристаллические зерна размером 10-100 – 87,5%; 100-400 – 12%; 400-500 и более – 0,5%.

Тетраферроплатина палладистая слагает выделения от 20x40 до 100x200 мкм, средние размеры – 75 мкм. Содержание палладия в тетраферроплатине – от 1,7 до 5,8 мас.%, среднее содержание – 4 мас.%. Постоянно присутствуют ощутимые, а иногда и повышенные (до 4,4 мас.%) примеси ртути, среднее содержание которой составляет 0,88 мас.%. Морфология выделений тетраферроплатины: овальные, изометричные, пластинчатые и полигональные зерна с узкими (до 10-20 мкм) каймами, сложенными пористыми амальгамами с включениями самородной меди и сульфидов цветных металлов (рис. 1). Отношения базисных металлов к сумме благороднометаллических примесей составляет около 10. Типохимизм тетраферроплатины в первую очередь определяется повышенным, а иногда и высоким содержанием палладия и меди при устойчиво низких содержаниях иридия и наличии характерных примесей ртути.

Туламинит палладистый образует выделения размером от 5-20 до 100-150 мкм, средние размеры 70 мкм. Содержание палладия в туламините изменяется в

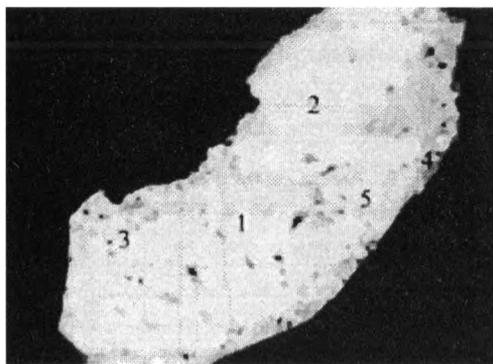


Рис. 1. Тетраферроплатина палладистая и медистая (фазы 1, 2), обрастающая амальгамой платинисто-палладистой меди (фазы 3, 5) с пористой каймой меди палладисто-платинистой (фаза 4).

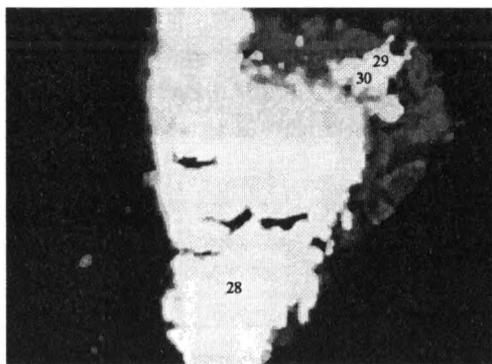


Рис. 2. Туламинит (фаза 28) в сростке с амальгамой палладистой меди (фаза 29-30) и хромтитаномагнетитом.

широких пределах: от 1,5-2 до 9,7 мас.%, среднее содержание 4,4 мас.%. Содержание ртути изменяется в более широких пределах: от следов – 0,1 до 7-12 мас.%, среднее содержание 2,5 мас.%. Туламинит слагает мелкие и тонкие кристаллы квадратной и треугольной, реже пластинчатой и клиновидной формы в сростках с тетраферроплатиной палладистой, амальгамами и сульфидами цветных металлов (рис. 2). Отношение базисных металлов к сумме благороднометаллических примесей – около 10. Типохимизм туламинита палладистого определяется высокими содержаниями палладия и постоянными примесными количествами ртути.

Потарит медистый (рис. 3) встречается в виде сростков с хромтитаномагнетитом туламинитом палладистым, клинопироксеном, сульфидами цветных металлов и тетраферроплатиной палладистой. Размеры выделений от 5-10 до 50 мкм, средние размеры – 30 мкм. Содержания палладия в потарите составляет от 27,0 до 34,8 мас.%. Содержания меди – от 3 до 21,1 мас.%, средние содержания ее – 7,57 мас.%. Содержания ртути – от 33,1 до 63,5 мас.%. Кристаллические зерна потарита имеют изометричную, квадратную и пластинчатую форму. Отношение базисных металлов к сумме благороднометаллических примесей составляет 1,2-1,6. Типохимизм потарита определяется повышенными содержаниями меди, платины и железа.

Амальгамы платинисто-палладистой меди встречаются очень часто (рис. 4). Присутствуют в виде самостоятельных выделений, а также коррозионных кайм с реликтовыми включениями сульфидов цветных металлов и платино-палладиевых фаз. Размеры выделений амальгамоидов от 10-20 до 130 мкм, средние размеры – 50 мкм. Содержание палладия в них от 6 до 33 мас.%, средние – 24,4 мас.%. Содержания платины – от 1,0 до 40,87 мас.%, средние содержания

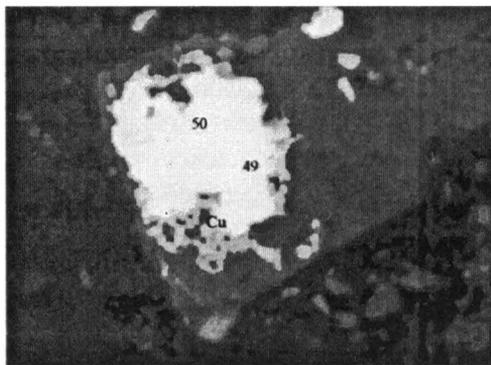


Рис. 3. Потарит (фаза 49) в сростке с тетраферропалладийной палладистой (фаза 50), обрастающий медью самородной скелетообразной текстуры.

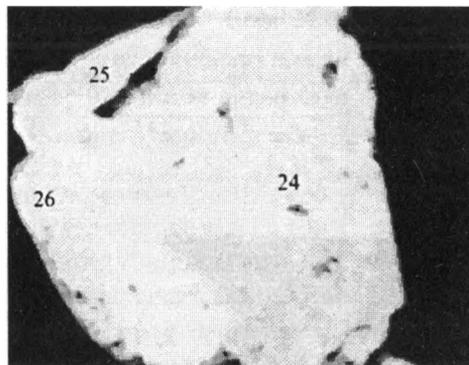


Рис. 4. Амальгамы платинисто-палладистой меди (фазы 24, 26) в сростке с туламинитом палладистым (фаза 25).

– 21,5 мас.%. Содержания меди от 3,0 до 46,5 мас.%, средние содержания меди 15,0 мас.%. Содержания ртути изменяются в более широких пределах: от 1,0-10,4 до 50-53 мас.%, что и определяет разнообразие типов амальгам платинисто-палладистой меди. Амальгамоиды слагают пятна, каймы, полосы шириной до 30-40 мкм и зональные пятнисто-прожилково-сетчатые образования. Отношение базисных металлов к сумме благороднометаллических примесей составляет 1-3 до 10. Типохимизм амальгам определяется постоянным присутствием повышенных и высоких количеств меди и наличием примесных количеств иридия и никеля.

Медь палладистая и палладисто-платинистая (см. рис. 1, 3). Размеры выделений от 10-20 до 160 мкм, средние размеры – 60 мкм. Содержания палладия в самородной меди с реликтовыми включениями сульфидов железа и меди – от 6,7 до 19,9 мас.%, средние содержания палладия – 2,6 мас.%, платины – от 22 до 58 мас.%. Самородная медь находится в виде очень мелких зерен-включений в хромтитаномагнетите и различных сульфидах, а также в пористых каймах, обрастающих палладистый туламинит и палладистую тетраферроплатину. Морфология рассмотренных зерен каплевидная, изометричная и клиновидная. Типохимизм самородной меди характеризуется отсутствием ртути и повышенными содержаниями палладия, железа, а иногда и платины.

В парагенных перечисленным платиновым минералам сульфидах, сульфотеллуридах и арсенидах цветных металлов впервые установлены ощутимые примесные количества благородных металлов. Так, в арсенидах никеля типа маухерита содержится до 6-7 мас.% платины, до 1 мас.% палладия и иридия. В медистом пентландите, содержащем до 12,5 мас.% меди, установлены десятые доли (до 0,3 мас.%) платины и родия и до 6 мас.% палладия. Железо-пла-

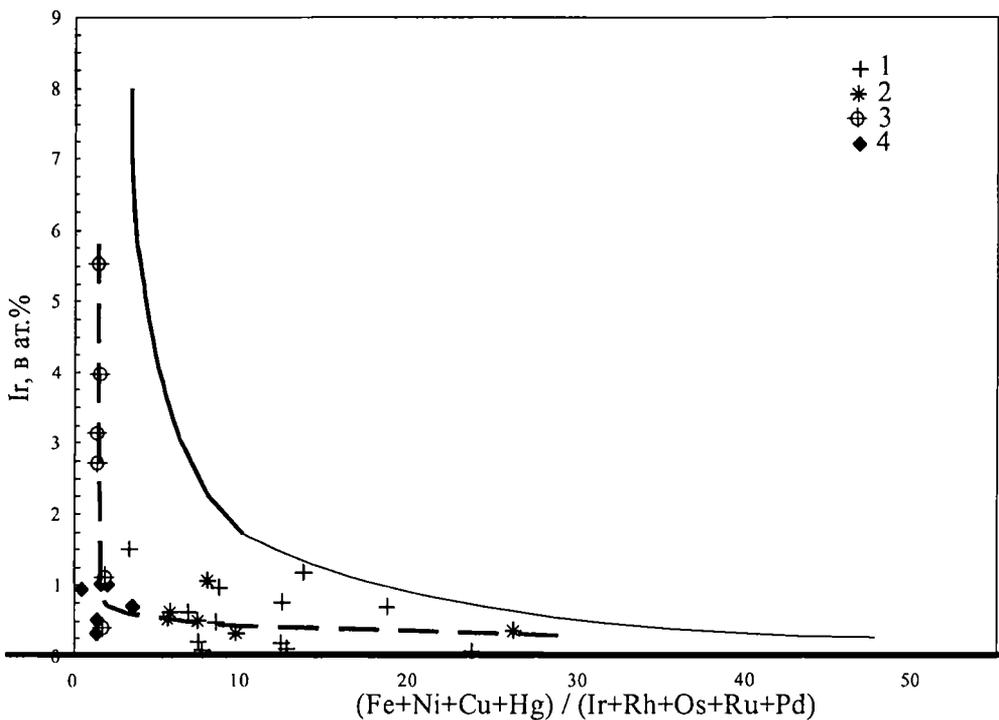


Рис. 5. Эволюция состава минералов платиновых металлов в рудах месторождений уральского типа:

1 – тетраферроплатина палладистая, медистая, малоиридиевая ртутьсодержащая; 2 – туламинит палладистый, ртутьсодержащий; 3 – потарит медистый иридийсодержащий; 4 – медь палладистая и платинистая. Жирная линия – хромитовый подтип руд: 81,5% фаз представлен изоферроплатиновой иридиевой; тонкая линия – дунитовый подтип руд: 92% фаз представлен тетраферроплатиновой малоиридиевой; штриховая линия – пегматитовый подтип руд

тиновые сплавы, обогащенные палладием и медью, составляют более 60% от общего количества идентифицированных минеральных фаз. Более 40% встречаемых фаз представлены амальгамоидами переменного состава на основе палладия, платины и меди – потариты, амальгамоиды платинисто-палладистой меди. Менее 1% фаз сложены сульфидами, сульфотеллуридами и арсенидами цветных металлов и продуктами их изменения, содержащими ощутимые примесные количества палладия, платины, родия. Осмий и рутений отсутствуют, родий содержится лишь в минимальных количествах. Общая эволюция состава минералов платиновых металлов в проявлениях пегматитового подтипа показана на рис. 5. В составе новых парагенезисов присутствуют малохромистые высокожелезистые и высокотитанистые шпинели (хромтитаномагнетиты) и умеренно железистые силикаты (оливины и клинопироксены) с железистостью 8,0-

8,6 и 7,5-12,0 мол. % соответственно. Для оливинов характерно повышенное содержание СаО – до 0,56-0,60 мас. %. Рассчитанные параметры термодинамического режима формирования этих руд свидетельствуют об условиях сравнительно низких температур (660-820°C) при относительно высоких значениях фугитивности кислорода((1,3)–(+3,5))log единиц относительно буфера FMQ.

Таким образом, платинопалладиевые хромтитаномагнетитовые руды в клинопироксенит-пегматитовых и дунит-пегматитовых жилах не могут рассматриваться в качестве аналога, а тем более генотипа пироксенитовых палладиевых руд Урала, но дают представление о заключительных наиболее низкотемпературных процессах, протекавших в платиновых месторождениях уральского типа. Резко преобладающий мелкий и пылевидный металл с размером зерен менее 100-50 мкм определяет практически нероссыпеобразующий характер этих руд. Таким образом, впервые в рудах уральского типа установлены новые минеральные виды платины и палладия: палладистая тетраферроплатина, палладистый туламинит, потариты медистые, различные амальгамоиды платинистопалладистой меди, медь самородная платинистая и палладистая.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ (грант 09-05-12035-офи_м).

Литература

1. Бутырин Н.В. Месторождения коренной платины в Кытлымском платиноносном районе. Горно-геологический ин-т УФАИ СССР. Свердловск, 1945. 103 с.
2. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Воронина Л.К., Нестерова С.И. Парагенезис платино-палладиевых минералов в комплексах собственно Платиноносного пояса Урала // Вестник УрО РМО № 4, Екатеринбург, 2005. С. 36-49.
3. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А. и др. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа // Литосфера, № 3, Екатеринбург, 2007. С. 3-27.
4. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А. и др. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа // Литосфера, № 4, Екатеринбург, 2007. С. 73-101.
5. Иванов А.А., Лизунов Н.В. Платиноиды в ультраосновных породах Урала // Изв. АН СССР, 1944. Сер. геол. № 5. С. 78-86.

О НЕКОТОРЫХ ДИСКУССИОННЫХ ВОПРОСАХ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИИ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА*

*“Одни только прекрасные сердца
могут всегда противоречить
друг другу без ненависти”*

Пьер Буаст (1765-1824 гг.)

Платиноносный пояс Урала уже более 120 лет привлекает внимание исследователей (см. список литературы в конце статьи и многие др.), являясь одним из классических мировых геологических объектов. В последние 15 лет был опубликован и ряд наших работ [К.С.Иванов¹, Шмелев, 1994, 1996; К.С.Иванов, 1998; К.С.Иванов и др., 1999, 2002, 2007 и др.; Ронкин и др., 1997, 2003; К.С.Иванов, Винничук, 2001; Волченко и др., 2007*а,б*; и др.], посвященных генезису этого грандиозного и величественного Пояса, имеющего все основания быть красой и гордостью уральской геологии.

Для удобства читателя и лучшего понимания сути дальнейшей дискуссии придется очень кратко изложить наши представления о природе Платиноносного пояса Урала.

Платиноносный пояс – это гигантское образование протяженностью около 1000 км, представлен на Среднем, Северном и Приполярном Урале цепью из 13 массивов, сложенных ассоциацией дунитов, клинопироксенитов, оливиновых и двупироксеновых габбро и гранитоидов, располагающихся в крайней западной части палеостроводужного сектора Урала, непосредственно восточнее Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР). Внутренняя структура и состав массивов Пояса, где габброиды составляют не менее 80%, детально изучены [Заварицкий, 1909, 1928 и др.; Высоцкий, 1913 и др.; Дюпарк, 1913; Воробьева и др., 1962; Ефимов и др., 1967, 1993, 2005 и др.; Волченко, 1971, 1994, 1999, Волченко и др., 1971, 1977 и др.; Малахов, Малахова, 1970; О.Иванов 1997, 2006 и др.; Золоев и др., 2001; Шмелев, 2005 и др.; Полтавец и др., 2006; и многие другие]. Но природа самого Платиноносного пояса, его место в геологической истории Урала долго оставались неясными. В последнее время **обоснована и развивается новая гипотеза формирования Платиноносного пояса** [К.С.Иванов, Шмелев, 1994, 1996; К.С.Иванов, 1998; К.С.Иванов и др., 1999, 2002; Ронкин и др., 1997, 2003; К.С.Иванов, Винничук, 2001; Савельева и др., 1999; Veа et al., 2003; Шмелев, 2005 и др.; Волченко и др., 2007 *а,б*; К.С.Иванов и др., 2007 и др.], **суть которой сводится к тому, что это уникальное по**

*Уральский геологический журнал. № 3 (69). Екатеринбург, 2009. С. 67-99.

¹Ссылки на Иванова К.С. мы вынуждены писать с отчеством для отличия от ссылок на *Олега Константиновича Иванова*; далее – О.К. и [О.Иванов].

своим масштабам и разнообразию пород и руд образование имеет островодужную природу, слагаясь продуктами кристаллизации разноглубинных расплавов, генерировавшихся над зоной субдукции. Это происходило из исследований, показавших, что ГУГР в раннем – среднем палеозое представлял собой зону субдукции с падающей на восток сейсмофокальной плоскостью, а главные вулканогенные зоны Урала есть реликты островных дуг и задуговых бассейнов [С.Н.Иванов и др., 1986; К.С.Иванов, 1998 и др.]. Породы Платиноносного пояса, характеризующиеся значительным петрографическим разнообразием, обнаруживают отчетливое петрологическое родство с габброидными и ультраосновными ксенолитами в базальтах островных дуг. Островодужная природа Пояса находит отражение и в геохимии, по содержаниям большинства элементов габброиды имеют сходство с толеитами островных дуг [К.С.Иванов, Шмелев, 1994, 1996; Шмелев, 2005 и др.].

Давно установлено [Высоцкий, 1913; Дюпарк, 1913; Воробьева и др., 1962; Малахов, Малахова, 1970; О.Иванов, 1997 и др.], что слагающие Пояс комплексы пород обнаруживают четкие (хотя и осложненные) латеральные тренды: с запада на восток увеличивается кремнекислотность пород, ультрабазит-габбровые комплексы сменяются в этом направлении относительно более молодыми и менее глубинными гранитоидными (причем тела дунитов, как правило, находятся на крайнем западе Пояса). Получается, что глубина эрозионного среза Тагильского островодужного террейна уменьшается в восточном направлении. При этом вулканогенные комплексы Тагильской мегазоны надстраиваются сверху разрез Платиноносного пояса, который, по-видимому, является ее магматическим фундаментом, вызывая гравитационный супермаксимум Урала (подробнее [К.С.Иванов, Винничук, 2001 и др.]). Вероятной причиной генерации кремнекислых магм (и сиенитов) на заключительной стадии формирования Пояса является [К.С.Иванов, 1998] постепенное сужение и затем закрытие располагавшегося западнее ордовикского океана, реликтом которого является Салатимский серпентинитовый шов. При этом в зону субдукции под Платиноносный пояс, представленную ГУГРом, во все возрастающем объеме (сначала наряду с океанической корой) стали вовлекаться и переплавляться водонасыщенные и обогащенные сиалическим материалом (включая сопутствующие микроэлементы и минералы, например циркон) осадочные толщи континентального подножья Русской платформы. Широко проявленный в Платиноносном поясе метасоматоз и водный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, развитие мафит-ультрамафитовых пегматитов были вызваны потоком флюидов (первично – океанических вод), поднимавшихся от зоны субдукции в результате дегидратации субдуцируемых масс. Эти флюиды обусловили и отмечаемые [Высоцкий, 1913; Виноградская, 1954; О.Иванов, 1986, 1997; Золоев и др., 2001 и др.] миграцию и перераспределение элементов платиновой группы (ЭПГ) (вплоть до образования месторождений).

Возраст пород Пояса определен надежно. Для горнблендитов и клинопироксенитов Качканарского массива К-Аг методом (включая изохрону) получен интервал 415-432 млн. лет [О.Иванов, Калеганов, 1993]. Для габброноритов Чистопского и Кумбинского массивов Sm-Nd изохроны показали 419 ± 12 и 423 ± 18 млн лет [Ронкин и др., 1997, 2003]. U-Pb методом (ID-TIMS) для цирконов из плагиогранитов Кытлымского массива, завершающих магматизм Пояса, получены 417 ± 2 и 415 ± 10 млн лет [Ефимов и др., 2005] и др. Возраст габброноритов Платиноносного пояса совпал с возрастом расположенных восточнее андезитов-базальтов именной свиты, сформированных в условиях зрелой островной дуги. Последний уточнен [К.С.Иванов, 1998 и др.] по послонным сборам комплексов конодонтов из Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 как граница лландовери – венлока (зона *Pterospathodus amorphognathoides*). Тренды РЗЭ вулканитов именной свиты и известково-щелочных габброидов Пояса также аналогичны [Ю.С.Каретин, К.С.Иванов, 2001 и др.]. Это свидетельствует о комагматичности интрузивных и вулканических членов Тагильского островодужного террейна.

Вышеприведенные и другие факты приводят к выводу, что среди пород Платиноносного пояса, по всей видимости, нет комплексов моложе 410-415 млн лет, а цифры, меньшие этой величины, отражают преимущественно этапы пластических деформаций и метаморфизма пород Пояса. Они привели к нарушениям изотопных систем и происходили в девоне и карбоне, в частности при коллизии Тагильского террейна с Русской платформой. Так, структурные данные по крупнейшему дунитовому телу Пояса Соловьевогорскому и другим местам показали, что для крупных хромит-платиновородных тел (Гос.шахта и др.) характерны такие же ориентировки, как и у мелких шлиров хромитов в окружающих дунитах; зачастую они секут более ранние и высокотемпературные ориентировки оливина. Кроме разрывных нарушений, в ультрабазитах отмечаются и складки разных температурных генераций. Структурная эволюция массивов Пояса проходила в целом при падающих температурах и давлениях. Преобладающими являлись два процесса: 1) подъем диапироподобных остывающих магматических тел в зону верхней коры (при этом структуры пластических деформаций накладываются на магматические; характерны концентрические субизометричные мегаструктуры массивов и тел с крутопадающей линейностью) и 2) более поздние левосдвиговые деформации, формирующие линейно-вытянутые массивы с субгоризонтальной линейностью, происходившие, по-видимому, в результате косой коллизии [К.С.Иванов, 1998 и др.] Тагильского террейна с Русской платформой. Современные структуры массивов Пояса являются результирующей этих процессов. Субизометричные тела отмечаются преимущественно в средней части Пояса, а вытянутые, тектонически раздавленные массивы преобладают в его краевых южной и северной частях.

Важные результаты недавно получены по датированию так называемого «качканарского» комплекса Платиноносного пояса, т.е. дунитов, клинопирок-

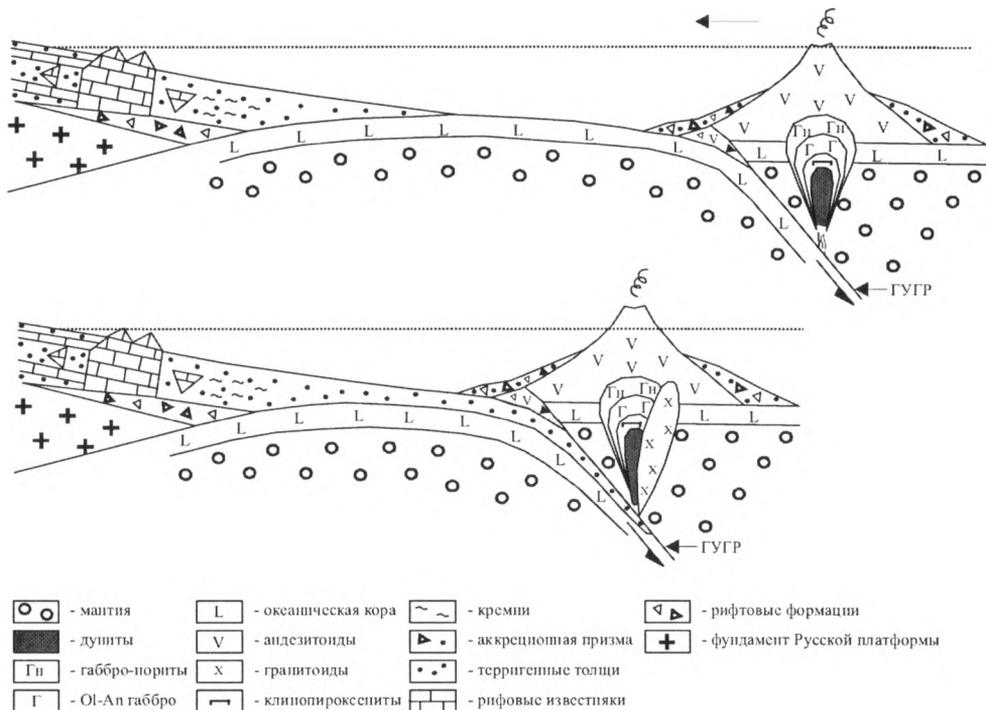


Рис. 1. Геодинамическая схема формирования Платиноносного пояса Урала [К.С.Иванов и др., 2007]

сенитов, оливин-анортитовых габбро. Sm-Nd изохрона определяет возраст оливин-анортитовых габбро Кумбинского массива как 561 ± 28 млн лет [Маегов и др., 2006]. Для Кытлымского массива получена [Попов, Беляцкий, 2006] Sm-Nd изохрона по 14 пробам дунитов, верлитов и клинопироксенитов, отвечающая 551 ± 32 млн лет. Есть примерно такие же результаты и по некоторым другим массивам. Таким образом, полученные в разных лабораториях данные свидетельствуют о наличии венд-раннекембрийских образований в составе Пояса, слагающих значительный объем Кытлымского, Кумбинского и, весьма вероятно, других массивов.

Какова же природа этих венд-раннекембрийских образований, как и почему появились они в составе позднеордовикско-силурийской островной дуги? Мы предложили [К.С.Иванов и др., 2007, Волченко и др., 2007] геодинамическую трактовку (см. рис.1) вендских датировок, исходящую из нашей «надсубдукционной» модели образования Платиноносного пояса [К.С.Иванов, Шмелев, 1994, 1996 и др.]. Понятно, что сам по себе надсубдукционный магматизм врядли способен непосредственно породить дунит-верлит-клинопироксенитовый комп-

лекс, поскольку плавление гидратированных базальтов субдуцируемой океанической коры дает, как известно, существенно более кремнекислые андезит-базальтовые и андезитовые магмы. Отсюда, для объяснения наблюдаемой геологической реальности, следует, повидимому, два возможных пути:

1. Предположение об очень значительной степени дифференциации магмы в промежуточной камере, куда, вероятно, должно осуществляться и поступление новых порций андезитового расплава снизу (сбоку), и выход наверх еще более кремнекислых продуктов дифференциации. В принципе, такой механизм генерации ультраосновных респитов, по-видимому, возможен, но реализация его в условиях весьма высокой тектономагматической активности, существующей в островных дугах, представляется весьма маловероятной. Во всяком случае доказательств его реальности нет.

2. Второй возможный путь образования дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации – это взаимодействие андезито-базальтовых расплавов, поднимающихся от зоны субдукции с ультраосновными породами вышележащей мантии, т.е. с тем самым «мантийным клином», который должен был образоваться при заложении островной дуги. Все вышесказанное приводит нас к твердому убеждению, что нижний (так называемый «качканарский») комплекс Платиноносного пояса Урала, т.е. по крайней мере основная часть дунитов, клинопироксенитов и оливин-анортитовых габбро, был образован именно этим путем. При принятии этой гипотезы становятся понятными венд-раннекембрийские датировки – они свидетельствуют о возрасте пород верхней мантии в основании Тагильской островной дуги. Эти мантийные комплексы не только претерпели взаимодействие с андезито-базальтовыми расплавами; некоторые части мантийного клина были, вероятно, аккрецированы и вошли в виде блоков в состав поднимавшихся диапиров, испытывая совместные деформации и пластичное течение с более молодыми габброноритами. Результаты этих процессов хорошо задокументированы в массивах Платиноносного пояса Урала [Воробьева и др., 1962; Ефимов и др., 1993; О.Иванов, 1997; Савельева и др., 1999; Шмелев, 2005 и др.].

Недавно появилась и другая, независимая группа фактов, которая может рассматриваться как контрольная для вышеизложенной модели. Это прямые данные о возрасте офиолитовых массивов севера Урала. Датированы крупные массивы альпинотипных ультрамафитов (Войкар-Сыннинский и Сыум-Кеу), в которых обнажены наиболее полные разрезы коры океанического типа и верхней мантии. По [Гурская и др., 2004], гарцбургиты, лерцолиты и габбронориты массива Сыум-Кеу имеют вендский возраст (604 ± 39 млн лет; изохрона по 9 породам и минералам из них). Результаты U-Pb датирования [Савельева и др., 2006 и др.] цирконов из хромитов Войкар-Сыннинского массива: на SRIMP-II цирконы (7 зерен) дали конкордантный возраст 586 ± 6 млн лет. Хорошее соответствие вендских датировок так называемого «качканарского» комплекса Пояса и датировок массивов альпинотипных ультрамафитов доказывает справед-

ливость предложенной нами модели, согласно которой основная часть дунитов, клинопироксенитов и оливиновых габбро Платиноносного пояса образовалась в результате взаимодействия андезито-базальтовых расплавов, поднимавшихся от силурийской зоны субдукции с ультраосновными породами «мантийного клина».

Для дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Пояса установлена сквозная геохимическая специализация на платину при следующем устойчивом ряде убывания содержаний благородных металлов: платина, тугоплавкие ЭПГ (рутений, иридий, осмий), родий, палладий, золото. Выявлено закономерное возрастание средних содержаний платины от тылаитов и троктолитов к оливиновым клинопироксенитам и, далее, к верлитам и дунитам – от 5-10 до 20-30 и 50-70 мг/т соответственно. Геохимическое распределение ЭПГ в дунитах контролируется параметрами их состава и положением в разрезе дунитовых тел. На основе исследования равновесных парагенезисов сосуществующих минералов дунитов и хромит-платинометалльных руд (хромшпинелидов, оливинов, платины) установлена гетерогенность рудовмещающих дунитов и полигенность платинометалльных руд уральского типа [Волченко и др., 2005 и др.]. Наряду с наиболее распространенными ординарными (фоновыми) дунитами, образование которых происходило на магматической стадии формирования зональных комплексов, существуют разнообразные другие, возникающие на постмагматической стадии их преобразования под воздействием деформаций и флюидов при перемещении на уровень верхней коры в условиях падающих температур и давлений. Содержание рассеянной платины в фоновых дунитах очень низкое (от 10 до 70 мг/т) и коррелирует с их составом и положением в разрезе дунитовых тел. В находящихся среди них тонкополосчатых хромитоносных дунитах и сегрегационных хромитовых шлирах содержания платины также низкие, максимально до 100-200 мг/т, а состав хромшпинелида аналогичен составу аксессуарных хромшпинелидов фоновых дунитов. Среди ординарных дунитов впервые выявлены парные (негативные и позитивные) геохимические аномалии по платине и установлена стандартная мезозональность дунитовых тел: фоновый дунит – негативная геохимическая аномалия – позитивная геохимическая аномалия (хромит-платиновое рудное тело). Все крупные хромит-платиновые концентрации и сопряженные негативные ореолы связаны с зонами хрупких деформаций. Так, выявленная на участке Дунитовый новая платиноворудная зона находится в прифронтальной части крупного негативного геохимического ореола, расположенного в северной части нового Соловьевогорского дунитового карьера. Содержание платины в негативной аномалии изменяется от следов (менее 10 мг/т) до 50 мг/т. Размеры аномалий, по данным изучения карьеров и скважин, изменяются по ширине от 30-50 до 100 м и более, по падению они прослежены до глубины более 100 м. В пределах негативных геохимических аномалий установлено резкое (в 5-50 раз) падение содержаний платины по сравнению с ординарными, фоновыми количествами – до следов и содержаний 5-20 мг/т при ощутимом снижении железистости оливина до 6-7,5 мол. %.

Детальное картирование [Высоцкий, 1913; Воробьева и др., 1962; Ефимов, Ефимова, 1967; Малахов, Малахова, 1970; О.Иванов, 1997; Волченко, 1999; Золотов и др., 2001; Шмелев, 2005 и многие другие] дунитовых тел Пояса позволило установить пространственное размещение разных типов дунитов, подчеркивающее их гетерогенность, и наметить основные структурные элементы дунитовых ядер. Наиболее тонкозернистые структурные разновидности дунитов, как правило, слагают ряд небольших участков и субмеридионально вытянутых зон в центральных и западных частях массивов. Встречающиеся чаще мелкозернистые дуниты широко распространены в центральных частях массивов и по периферии дунитовых ядер. Среднезернистые и крупнозернистые дуниты часто пространственно тяготеют к центральным (приапикальным) частям массивов. Дунитовые члены дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовой серии, слагающей комплексы собственно Платиноносного пояса Урала, исходно формируются в рамках процесса, который вполне может быть описан Р-Т параметрами магматической стадии [О.Иванов, 1997; Золотов и др., 2001 и др.]. Проведенное изучение показывает, что геохимическое распределение платины в основной массе дунитов как продуктах собственно магматического процесса не приводит к формированию аномальных, рудных концентраций, а тем более месторождений платиновых руд. Только в локальных участках дунитовых тел, контролируемых структурными и вещественными особенностями дунитов, происходит возникновение рудных концентраций ЭПГ, связанных с процессами их переотложения и привноса рудообразующими флюидами на постмагматическом этапе эволюции дунитов. Постмагматическая эволюция фиксируется резким изменением структурно-текстурных и вещественных характеристик, и прослеживается по закономерной смене в рудах парагенезисов сосуществующих хромшпинелидов, оливинов, платины.

Для наиболее ранней стадии формирования руд уральского типа (хромитовый подтип) характерны минералы высокотемпературного парагенезиса: наиболее высокохромистые и предельно магнезиальные хромшпинелиды, наименее железистые оливины (Fa 6-7%) с минимальными содержаниями CaO (0,18-0,25%), наиболее иридиевая и наименее железистая изоферроплатина с включениями собственных иридиевых минералов. Резко преобладающая крупная и средняя по размерам платина (400-1000 мкм и более) обеспечивает высокую россыпеобразующую способность руд этого этапа.

Для последующей стадии формирования руд (дунитовый подтип) характерны минералы иного парагенезиса: умеренно хромистые, менее магнезиальные и более железистые хромшпинелиды, более железистые оливины (Fa 7-8%) с более высоким содержанием CaO (0,25-0,32 %), более железистая, медистая, никелистая и менее иридиевая тетраферроплатина практически без включений собственных иридиевых минералов. Резко преобладающие мелкие и тонкие (около и менее 100 мкм) зерна такой платины резко снижают россыпеобразующую способность руд данного этапа.

Для заключительной наиболее низкотемпературной стадии формирования руд (пегматитовый подтип) типичны: наименее хромистые и наименее магнетитовые, но наиболее железистые и наиболее титанистые шпинелиды, наиболее железистые оливины (Fa 8-9%) с максимальными содержаниями CaO (0,50-0,60%), наименее иридиевая тетраферроплатина с максимальными содержаниями палладия и меди, с палладистым туламинитом и широким спектром амальгам платинисто-палладистой меди. Резко преобладающий тонкий и пылевидный металл (менее 100-50 мкм) определяет практически нероссыпеобразующий тип руд этого этапа. К завершающим этапам формирования руд уральского типа температура их образования уменьшается, возрастает fO_2 и fS_2 , что прослеживается по изменению состава оливина (возрастанию железистости с 4-6 до 9-10 мол.%), увеличению степени окисления железа в сосуществующих силикатах и резкому повышению количества сульфидных минералов в платинопалладиевых рудах пегматитового подтипа.

Таким образом, образование и преобразование хромит-платинометаллических руд уральского типа происходило в рамках постмагматического этапа их эволюции. Россыпеобразующая способность руд к заключительным стадиям их формирования резко уменьшается. Относительная степень проявления в дунитовых массивах Пояса различных подтипов платинометаллических руд, обладающих резко различной россыпеобразующей способностью, является ведущим критерием при прогнозировании платинометаллических россыпей [Волченко и др., 2007 и др.].

Такова, вкратце, суть наших представлений [К.С.Иванов, Шмелев, 1994, 1996; К.С.Иванов, 1998, К.С.Иванов и др., 2007, Волченко и др., 2007 и др.] о Платиноносном поясе Урала.

Недавно О.Ивановым [2008] была опубликована рецензия на нашу большую статью, состоящую из двух частей [Волченко и др., 2007 а,б]. Его рецензия сопоставима по размеру с нашей статьей и представляет собой 18 страниц журнала, наполненных руганью и инсинуациями в наш адрес. Первоначальная наша реакция была (в переводе на «политкорректные» выражения) примерно такая: «*Мы просмотрели, О.К., Вашу статью; Ваше мнение нам безразлично...*». Таковой впрочем, насколько нам известно, она у части нашего авторского коллектива и осталась. Нам же спокойно не живется, прав, видать, был О.К.[2008, с.58] насчет того, что, наверное, молодые мы еще в душе, то...

Редактору «Уральского геологического журнала»
Доктору геол.-мин. наук О.К.Иванову

Здравствуйтесь, Олег Константинович!

Сегодня я бегло ознакомился с Вашей критической статьей в наш адрес в УГЖ, 5, 2008. ... Как и Вы, я считаю, что критика является важным элементом развития науки. Замечу, что в приличных местах критикуемым авторам дают возможность также высказаться.

Пока же получается примерно такая же картина, какую я наблюдал как-то на ученом совете: выступил с научным докладом доктор С., потом вышла на трибуну доктор Я., смешала С. с грязью и сразу удалилась из зала. С. отвечать стало некому. Прием, конечно, эффективный, но не вполне порядочный.

Поэтому я задаю Вам вопрос: простирается ли Ваша приверженность “*демократическим принципам*” настолько, что Вы готовы предоставить мне для ответа (без купюр) страницы Вашего журнала? Если не готовы, буду считать Вас членом анекдотической партии «*умеренно-демократического прогресса в рамках закона*», основанной Я.Гашеком. Как сказал один из классиков, «*Я с вами не согласен, но готов отдать свою жизнь за ваше право высказать ваши взгляды*» и т.п. Дык как – не слабо, Олег Константинович?!

С пожеланиями успехов в развитии “*многополярного мира*”,

Кирилл С.Иванов

Доктор геол.-мин. наук (не профессор)

11.11.2008 г.

Редактору «Уральского геологического журнала»,
Доктору геол.-мин. наук О.К.Иванову

Здравствуйтесь, Олег Константинович!

В соответствии с Вашим публичным обещанием опубликовать мой ответ («*не меняя в нем ни одной запятой*») – О.К., 3 декабря 2008 г.; будем посмотреть) на Вашу критическую статью, настоящим заявляю, что сяду писать его в январе 2009 г. (и порву Ваш опус, как Тузик грелку). Поскольку сейчас мне *не-до-сук* – в связи с концом года и трехлетия без перерывов и выходных пишу проекты и отчеты в научные фонды, пока они не вняли Вашим призывам и меня с имеющегося небольшого финансирования окончательно не отцепили.

С пожеланиями успехов,

Кирилл С.Иванов

6 декабря 2008

P.S. Для поднятия грядущих тиражей Вашего журнала разрешаю опубликовать оба мои письма (хотя Вы и без разрешений так обычно делаете).

Ну, что же, пришла пора выполнять обещанное. Хорошее, блин, дело, Новогодние каникулы, шоб народ рассейский в кризис не переработал, значит...

Да, как и О.Иванов, мы считаем, что критика является весьма важным элементом развития науки. Монополии на истину нет ни у кого. Хотя бы потому, что никто из нас не был ни просто в силуре, ни там же, но на глубине порядка 10 км, где и происходили обсуждаемые геологические процессы, сформировавшие породы Пояса. По большому счету, есть лишь в разной степени обоснованное мнение. А мнение, как и прочие органы, у каждого свое. К тому же геология сложна и (Станислав Ежи Лец) *«в действительности все было иначе, чем на самом деле»*.

Критиковать, впрочем, можно по-разному. Можно по делу. А теперь, после статьи «редахтура» О.К., мы знаем, что можно и как в трамвае.

Как и О.К., мы сожалеем, что по давнему решению редколлегии журнала «Литосфера» и главным образом ее председателя В.А.Коротеева этот журнал не публикует критики и дискуссий. Ну, тут уж что сделаешь... Он академик РАН, директор Института геологии и геохимии УрО РАН и принимает те решения, которые считает для института правильными. Хотя отметим, что более 10 лет назад критика с трудом, но все же публиковалась [К.С.Иванов и др., 1996 и др.]. На его месте и Вы, Олег Константинович, и мы принимали бы, вероятно, другие решения. Что, впрочем, точно узнать не представляется возможным, т.к. академиками нам не бывать. Работа, как говорится, хорошая, но устроиться трудно.

Еще Артемий Волынский, министр двора времен царствования Анны Иоановны, подметил: *«Нам, русским, хлеба не нужно, мы друг друга едим и тем сыты бываем»*. Из прочтения статьи в УГЖ ясно, что Олег Константинович к некоторым авторам статьи [Волченко и др., 2007] *«такую, палымаешь, личную неприязнь испытывал, что гаварит кушать из магу»* [Ф. Мкртчян «Мимино»], и никакой наукой тут и не пахнет. Попытаемся, тем не менее, разобраться, в чем возможно, среди потока сознания, опубликованного в УГЖ №5, 2008.

В автореферате своей статьи О.К. заявляет (с.56), что мы де *«незнакомы с современной литературой по Платиноносному поясу Урала»*. Между тем у него самого, с ней, как надо понимать «знакомого», практически нет ссылок на работы этого тысячелетия, зато в списке литературы есть 18 ссылок на публикации О.Иванова, каковые, видимо, по его незатейливой мысли и являются той самой *«современной литературой»*. Всего же по тексту своего опуса О.Иванов ссылается на себя любимого более 120 раз, не считая тех, где говорит «я» или «автор». Это, думаем, и явилось одним из двух главных мотивов написания его статьи.

Мы сознательно пропускаем многочисленные ошибки и неточности в статье О.Иванова [2008]. Вот, для примера, лишь одна из них, иллюстрирующая знания *«современной литературы»* нашего оппонента. Представляем Вам,



Рис. 2. Участники русско-французской экспедиции на Платиноносный пояс Урала, Качканар, август 2001 г.

Слева направо: С.И.Нестерова, А.Т.Расулов, О.Э.Погромская, К.С.Иванов, Ю.А.Волченко, Т. Оже, А.С.Антюхин, Ю.В.Ерохин (фото Э.Женна)

О.К., нашего соавтора, Тьерри Оже (см. рис. 2, на фото он 3-й справа). Он никакой не «Оже», как безграмотно перевел знаток литературы О.Иванов (с.56), а Т. Auge, работающий, так скажем, на производстве, во Французской геологической службе доктор геологических наук (именно доктор: Doctor of Science, а не просто Ph.D, т.е. человек, защитивший две диссертации, что на Западе большая редкость), автор многочисленных весьма известных (но, очевидно, не Олегу Константиновичу) публикаций и один из главных мировых авторитетов в вопросах платиноносности.

Сразу отметим, что кое в чем нельзя не согласиться с нашим критиком О.Ивановым. Так, мы вполне с ним согласны по поводу легенд карт, цирконов и др.

Совершенно не спорим мы с О.Ивановым и о том, что необходимо бережно относиться к наследию геологов ушедших поколений. Этому в наших работах всегда уделялось и уделяется большое внимание. Хотя, вероятно, не следует впадать и в другую крайность и считать, что все закономерности распределения платиноносности были установлены исключительно лишь много десятилетий назад. Так, Н.К.Высоцкий [1923, с. 190] писал: *«Что касается условий распределения и залегания вышеуказанных обогащенных платиной мест в массивах дунитов вообще, то оно не является, по-видимому, подчиненным какой-либо законности»*. А.Н. Заварицкий [1928, с. 16]: *«Можно*

весь Нижне-Тагильский массив дунита рассматривать как одно целое грандиозное месторождение, а отдельные обогащенные участки его как обогащенные рудные столбы и гнезда». Откуда явствует, что все же осталась работа и для последователей этих выдающихся ученых.

Согласны мы также, что может быть не совсем удачен употребляемый нами термин Ю.А.Волченко «ординарный дунит» (а этот вопрос настолько важен для О.К., что он вообще вынес его в заголовок своей статьи). Во всяком случае, этот термин конечно гораздо более ординарный, чем изобретенный О.Ивановым знаменитый, не ординарный, а наоборот – весьма яркий термин «пердунит»². Тут уж чё..., хоть умри, а лучше не скажешь. Прямо как у поэта: «*Ай да Пушкин, ай да сукин сын!*» [Пушкин, 1825]. Жаль лишь, что этот перл несколько затуманен многочисленными другими необъяснимыми нововведениями О.Иванова в виде выдуманных им новых названий типов горных пород и руд (*конжакиты, шурпихиты, качканариты, сарановиты, протодуниты* и т.п.), а также гор, массивов, месторождений (гора Пирса, Дюпарков камень, гора Высоцкого, Протоконжаковский массив, Каменушинский массив, Северо-Гусевогорское месторождение, Западно-Гусевогорский выступ и т.д. и т.п.). Во времена СССР их автор, несомненно, должен был бы держать ответ перед номенклатурной комиссией Петрокомитета и комиссией по топонимике географического общества. Ну а уж теперь ладно. Как четко сказал Шариков «*в настоящее время у каждого есть свое право...*» [Булгаков, 1925].

Между тем и без «пердунитов-шурпихитов» проблема взаимопонимания стоит перед геологическим сообществом (включая геофизиков) очень остро. Думая о ней, я (К.С.) вспоминаю кандидата геол.-мин. наук Виктора Николаевича Лукошкова, который был хорошим полевым геологом и золотодобытчиком, научным сотрудником и строителем дорог, и настоящим мужиком. Году в 1985 стояли мы с ним на остатках закопанных грандиозных по размеру канав, незадолго до этого прорытых в районе известного тела кембрийских известняков на восточном склоне Ю. Урала. Канавы те в сложной проблеме кембрия востока Урала в принципе почти ничего определить не могли (ее надо решать другими методами), но, очевидно, были очень хороши для выполнения планов по объемам работ, по «освоению» денег и для премий. Так вот, печально глядя на этот результат Артели «Напрасный труд», В.Н. Лукошков сказал: «*Вот так и живем: мы их за дураков держим, а они (ПГО) – нас. Каждый свою х... (хреновую) правду проталкивает*».

Так какие же аргументы для «проталкивания своей х.правды» использует, кроме оскорблений, О.К.? Не очень убедительные, нам кажется. Нет в его большой статье ни описаний геологических объектов, ни анализов, ни рисунков,

² Не подумай, уважаемый читатель, пожалуйста, чё плохого – имелся ввиду перекристаллизованный дунит; именно в этом смысле термин «пердунит» и будет применяться далее в этой статье.

ни результатов, ни идей (кроме «идеи», что мы «плохие», а он, соответственно «хороший», новизной воображение не поражающей). Но есть ссылки на учителей географии, орфографические буквари (мы тоже некоторые книги читали), или, например, много ссылок на Н.В.Тимофеева-Ресовского [2008]. Я добрососедействую с его сыном А.Н.Тимофеевым и отмечу лишь, что этот русский дворянин и крупнейший биолог с очень неординарной биографией /1900-1981 г.г.; лауреат Дарвиновской медали (ГДР, 1959), Кимберовской премии по генетике и золотой медали «За выдающийся вклад в генетику» (США, 1966) и других международных премий, иностранный почетный член Академии наук и искусств США, Германской Академии естествоиспытателей и др., но не член АН СССР/ надиктовал свои воспоминания в 1974-1975 г.г., а в 2008 г. они были просто переизданы 3-м тиражом. Рассуждая о никчёмности «современной аппаратуры», О.Иванов цитировал очерк про 50-е гг., о работе на оз. Миассово, где Николай Владимирович с коллегами делал первые опыты по изучению влияния радиоизотопов на организмы и нужды в «современной аппаратуре», по его словам, вроде как не испытывал (а вероятнее – был ею вполне обеспечен в ходе своих работ по ядерным проектам). Н.В.Тимофеев-Ресовский (Зубр) вообще большой оригинал был – принципиально не хотел пользоваться ни метро, ни телефоном, зато бегал по 30 км и т.п. Ну и что, Вы, О.К. предлагаете? Дружно воследовать?! «Оно бы, может, конечно, и к лучшему было»³, но увы... В общем, несомненно большой авторитет «Зубра» вряд ли все же может быть сильным аргументом при обсуждении проблем происхождения Платиноносного пояса в 2008 г. Или способом доказать, что мы – бяки и гадкие дураки. Конечно, цитатами вообще абсолютно все, что угодно, «доказать» можно. Особенно в геологии. И к биологам даже можно не ходить. Вы, ей-Богу, О.К., как эти, что «опиум для народа» распространяли, служители культа во времена социализма, доктора «науки наук» марксистско-ленинской философии. Те тоже как дубинами друг друга по голове лупили цитатами 100-летней давности из основоположников. Типа Маркс сказал, значит, всё, не поспоришь, финальный аргумент (по-ихнему, «критерий истины» – тьфу, тьфу, не к ночи бы вспомнились...). Но мы-то с Вами, Олег Константинович, все же не эти ерундологи и стрекулисты (которые и по сей день в основном все на своих местах, доказывая уже противоположное, то бишь благодать демократизаторства), а, говоря словами Зубра. «геологи ползучие и (гео)химиики воиючие». Но если Вам, «петрологу», что геохимические анализы высокого качества, что низкого – все едино, то можете продолжать доказывать бесполезность «современных аппаратурных методов», ну или, там, например, что Земля квадратная. И ссылки приводить.

Мы бы Вам, О.К., тоже легко могли десятки цитат от ничуть не менее великих ученых привести о пользе точной аппаратуры. Но зачем ломиться в

³Это сказал С.Довлатов (1986) устами бригадира каменщиков по поводу возможного падения на митинге плохо закрепленной статуи Ломоносова «на весь «цвет» Ленинграда».

открытую дверь; ограничимся ТОЙ ЖЕ стр. 299 (которую единственную Вы многократно цитировали) из Тимофеева-Ресовского: «*Есть, конечно, в так называемых точных науках, например физике, химическом анализе.. существуют разделы, где действительно нужна сложная, точная аппаратура*». Особенно в случае с суперакцессорной платиной. Кстати, теперь, после разъяснений О.Иванова [2008, с. 61], мы будем знать, наконец, что такое платина. И это хорошо.

Заметим, что самим О.К. для оценки распределения платиновых металлов в ультрамафитах Платиноносного пояса использовались преимущественно анализы на платину и палладий, выполненные пробирно-спектральным методом в лаборатории Тульского филиала ЦНИГРИ. Корректность этих анализов, по данным [Мардиросьян и др., 1992], очень сомнительна.

О.Иванов обвиняет нас в том, что содержание наших статей [К.С.Иванов и др., 2002; Auge et al., 2005; Волченко и др., 2007, К.С.Иванов и др., 2007 и др.] не одинаково в зависимости от того, кто первый автор. Думаем, что эта логика головы О.К. относится к типу «если вы, штатские, такие умные, так почему же вы тогда строем не ходите?!». Открываем тайну. Наиболее распространенная мировая практика написания статей (в том случае, конечно, если статья коллективная, а не один научный гений публикует результаты всего коллектива – например [О.Иванов, 2006]) состоит в том, что «болванка» текста пишется первым автором, остальные авторы (члены коллектива, делавшего работу) дописывают свои блоки и делают замечания, которые первый автор когда учитывает, а когда и нет. Особенно, если страны, языки и мнения (см. выше) разные или неодинаковые.

Говоря о своих небывалых заслугах, О.К. с трудно сдерживаемым достоинством заявляет [О.Иванов, 1990, с.5] «...составлены карты масштаба 1:25000 КЗУМ Платиноносного пояса, масштаба 1:10000 и 1:5000 Иовского и Юдинского дунитовых тел, масштаба 1:2000 центральной части Нижнетагильского массива и ..Гусевогорского массива», а также (3 декабря 2008 г.) «Детальное картирование всех массивов Платиноносного пояса проведено О. Ивановым». Вот это – вряд ли [тов.Сухов, 1969]. Ни нам, никому другому, неизвестны геологические карты массивов Платиноносного пояса, сделанные учеными. Исключения составляют карта Кытлыма А.А.Ефимова (который, впрочем, тогда работал в УКСЭ), карты Нижнетагильского массива Н.К.Высоцкого [1913]; И.А.Малахова и др. [Малахов, Малахова, 1970 и др.]; О.К.Иванова и др. (?) [О.Иванов, 2006, с. 12] (эта карта имеет какое-то странное авторство – Н.К.Высоцкий, 1913, О.К.Иванов и В.А.Шилов, 1980); В.Р.Шмелева – 2000 гг., неопубликованная. Последний участвовал также в картировании Хорасюрского массива. Вот, пожалуй, насколько нам известно, и все. Практически всё остальное, зачастую гордо именуемое картами, таковыми не является. Это лишь схемы, т.е. обычно перерисованные под какую-либо идею упрощения реальных карт других геологов-съемщиков. Прочитируем, на-

пример, часть отзыва Ю.А.Волченко (отмечающего и положительные, и отрицательные моменты), написанного 19 лет назад на докторскую диссертацию О.Иванова (1990):

«Модель формирования КЗУМ (концентрических зональных ультраосновных массивов), предложенная автором работы, и базирующаяся, по его словам, на результатах геологического картирования (перекартирования) отдельных КЗУМ и изучения слагающих их минеральных ассоциаций, обоснована геологически, минералогически и геохимически слабо и неравноценно в своих отдельных частях. Геологические карты и схемы КЗУМ, приведенные в главе X работы, являются в своем большинстве продуктом «дополнения» и «упрощения» уже существующих карт известных уральских исследователей, а личный вклад О.К. Иванова сложно установить и проверить вследствие отсутствия на этих картах нового фактического материала, авторских врезок, разрезов с точками наблюдения, карт фактов и т.д. Проведенная выборочная проверка на изучавшихся нами известных объектах, таких как Гусевогорский массив в его различных частях, массивы горы Вересовой-Соколиной (Каменушинский массив, по О.К. Иванову), показало несоответствие предложенной рисовки реально наблюдаемым соотношениям геологических образований (рис. 6.5.8, 10.8.7), либо невозможность составления детальной карты типа карты автора с выделением многочисленных деталей размером 100×100-200×200 м вследствие очень слабой обнаженности и техногенного рельефа (рис. 4.2.23, 10.7.3) Краткие объяснительные записки к этим картам, составленные на уровне путеводителей, мало что добавляют к научной ценности приложенных карт. Возможность существования в приповерхностных условиях перегретых флюидонасыщенных дунитовых магм, так же как и возможность формирования под их влиянием за счет разнообразных вулкаников Тагильской зоны мощных верлит-клинопироксенитовых оболочек, представляется крайне сомнительной по ряду следующих причин. В самих дунитах и прилегающих зонах верлитов и клинопироксенитов почти не встречаются флюидосодержащие минералы. Предлагаемая автором первоначальная отгонка флюидов к периферическим зонам (частям) ореола должна была бы привести к формированию мощных комплементарных зон щелочного метасоматоза, которые нигде не выявлены. Возникают серьезные проблемы с геохимическими балансами не только натрия и кальция, но и ванадия, ЭПГ и др. элементов. В клинопироксенитовых массивах Урала практически отсутствуют ксенолиты терригенно-вулканогенных и вулканогенных образований, а ссылки на аляскинские находки «ксенолитов кварца» и «метаосадочных пород» не могут быть признаны достаточными аргументами вследствие модельной разницы процессов.

Утверждение автора стр. 9, что им «впервые установлено зональное строение клинопироксенитовой оболочки», состоящей из следующих зон (от

внутренних частей к внешним): верлитов, оливиновых клинопироксенитов, мономинеральных клинопироксенитов, магнетитовых клинопироксенитов, располагающихся между дунитами и вмещающими породами, выглядит по меньшей мере странным. Идентичная зональность была впервые откартирована в Платиноносном поясе Урала более 30 лет тому назад А.А. Ефимовым, а спустя два десятилетия подтверждена работами В.Г. Фоминых, причем на реальных разрезах отдельных объектов было рассмотрено поведение многих породо-рудобразующих компонентов по всем выделенным зонам. В представленной О.К. Ивановым работе отсутствуют реальные разрезы с фактическим материалом по отдельным объектам и сводные генерализованные разрезы с вариациями основных петрогенных и рудогенных элементов, не говоря уже о таких параметрах, как железистость сосуществующих минералов, содержание магнетита, ЭПГ и т.д.» (Ю.А. Волченко, 1990).

Тут бы нам, наверное, следовало сопоставить докторскую диссертацию О.Иванова [1990] с ее опубликованным вариантом [О.Иванов, 1997], может быть, что-нибудь он и исправил. Но в лом. Ни в Петроград же за ней тащиться... Чувствуете, кстати говоря, сколь глубокую и древнюю «личную неприязнь испытывает» О.Иванов?

О.Иванов [2008, с.58] пишет: «Ю.А. Волченко и др. (2007) предлагают «иную» гипотезу образования Платиноносного пояса, где ссылаются на себя и своих соавторов, что именно ими сделан главный вывод о формировании Платиноносного пояса Урала в условиях островной дуги. Однако, увы, этот вывод сделан задолго до них. Так, Мурз [Moors, 1972] установил, что зональные ультрамафические комплексы аляскинского типа приурочены к древним островным дугам. А Дж. Муррей (Murrey, 1972) пришел к заключению, что они являются подводными каналами андезитовых вулканов. Если известный уральский тектонист К.С.Иванов не знал об этих работах, то это свидетельствует о его слабом знакомстве с объектом изучения (это с Аляской что-ли?! К.С.) На эти работы уже давно ссылаются некоторые уральские геологи [Иванов О.К., 1997]. После этих работ можно было лишь уточнять эти представления, не более. Ну, а, ссылаясь на К.С.Иванова, К.К. Золоева и др., Ю.А. Волченко и др., авторы почему-то не заметили, что еще ранее, в моей монографии 1997 в разделе «Заключение» в п.11. написано: «В целом КЗУМ являются самостоятельной магматической формацией ультрамафитов, фиксирующей островодужную стадию развития участков эвгеосинклиналей, имеющей свою четкую петрологическую, минералогеохимическую и минерагеническую специфику. КЗУМ могут служить **важным индикатором положения древних островных дуг, даже в случае глубокой эрозии или переработки этих сооружений**» [О.Иванов, 1997, с.308].»

Раз уж О.К. цитирует «Заключение» из своей книги 1997 г. как некий «критерий истины», процитируем и «Заключение» из автореферата его докторской 1990 г. (которая и являлась основой для книги 1997 г.) [О.Иванов, 1990, с. 34-37]: «1. КЗУМ представляют собой самостоятельную формацию ультра-

мафитов складчатых областей резко отличную от альпинотипных ультрамафитов и мантийных диапиров.....

...9. Сравнительный анализ геолого-структурного положения, петрологии и вещественного состава ультрамафитов разных формаций показывает резкое отличие КЗУМ от дунит-клинопироксенитовых зон альпинотипных комплексов, расслоенных интрузией и мантийных диапиров и значительное сходство с дунитовыми трубками щелочно-ультраосновной ассоциации платформ. Формальное сходство дунитов и клинопироксенитов разных формаций – результат конвергенции принципиально различных процессов, в частности высокотемпературного взаимодействия дунитового расплава с вмещающими вулканитами при образовании клинопироксенитов в КЗУМ и высокотемпературного взаимодействия габброидов с гарцбургитами при образовании клинопироксенитов в альпинотипных комплексах». Больше ничего про генезис Пояса в «Заключении» 1990 г. у О.К. не содержится.

Как видим, налицо существенный прогресс: Платиноносный пояс у О.Иванова за 7 лет, прошедших с 1990 г. по 1997, стал, наконец, островодужным.

А ведь экий Вы, батенька «некоторый уральский геолог», право, шалун. А еще туда же [О.Иванов, 2008]: «*плагиаат, плагиаат...*». Строго говоря, плагиаатор-то ведь получается есть Вы, Олег Константинович, коль в 1997 г. пытались без ссылок присвоить наши идеи об островодужной природе Пояса, опубликованные в 1994 г. [К.С.Иванов, Шмелев, 1994; 1996 и др.], а публично и подробно доложенные на семинаре ИГГ (который был посвящен сдвоенному докладу К.С.Иванова и В.Р.Шмелева на эту тему) еще почти 2 годами ранее, в 1992 г. О.Иванов цитирует свое «Заключение», из чего, казалось бы, можно предположить, что в монографии этот вопрос разобран детально и всесторонне, «монографически» так сказать... Но если сложить вместе все обрывки текстов «про островодужность» Пояса, содержащиеся во всей толстенной книге О.К. 1997 г. (40 учетно-издательских листов, подписано в печать 19 декабря 1997 г.), то едва ли наберется 1 стр., т.е. существенно меньше, чем в нашей небольшой статье, опубликованной, главное, 3 годами ранее [К.С.Иванов, В.Р.Шмелев, 1994]. Замечу, что наш приоритет в установлении островодужной природы Платиноносного пояса Урала признается практически всеми ведущими исследователями в этой области (такими, например, как А.Николя, Е.В. Пушкарев, Г.Н. Савельева, Г.Б. Ферштатер и др. [Савельева и др., 1999, Ферштатер и др., 1999 и др.]). Во всяком случае теми, у кого свои существенные достижения за душой есть и пытаться красть чужие нет нужды. Лишь А.А.Ефимов меня (К.С.) и Шмелева В.Р., после того давнего доклада и публикаций [К.С.Иванов, В.Р.Шмелев, 1994; 1996] всяко в коридорах поносил, что ничего мы, дескать, не знаем и не понимаем... Территория это, мол, моя, и трогать ее не могли... (В общем, что А.А., что О.К., что многие другие в научном мире – буквально по В.С.Высоцкому [1967]: «*33 богатыря порешили, что зазря стерегли они царя*

и моря., каждый взял себе надел, кур завел и в нем сидел, охраняя свой удел не у дел»). Не скрою – нам (Иванову К.С. и Шмелеву В.Р.), в то время еще не достигшим 40-летия, мнение А.А.Ефимова, тогда не утратившего способности к анализу причинно-следственных связей, было ТОГДА интересно. Ждали мы ТОГДА его услышать, мнение Ефимова-то: «молодцы, мол де, ребята»; или «нет, вы не правы, потому что: 1)..2)..3)..». Но не дождались мы. А потом, через несколько лет после нас с В.Р.Шмелевым, и у А.А.Ефимова [1998=1999 и др.], так тихо и ненавязчиво под Платиноносным поясом зона субдукции вдруг появилась. Как чёрт из табакерки выскочила. **Причем всегда без ссылки!** Хотя он, конечно, не такой простой, чтобы прямо чужой текст списывать, поэтому зона субдукции под Платиноносным поясом у А.А.Ефимова выросла какая-то якобы более другая, чем у нас со Шмелевым В.Р.

Как называются позорные попытки присваивать чужие идеи, подробно и многократно указывается в статье О.Иванова [2008].

«Мурзов» [Moors, 1973] я (К.С.) не читал (можете, Олег Константинович, по библиотечному формуляру проверить). И даже не напишу «к сожалению, не читал», т.к. оно не испытываю. Своей головой думаю. Мало ли чего они там в своей Аляске (К СОЖАЛЕНИЮ, в своей, а не в нашей) наизучали. Марсиане, может тоже очень хорошо в своей геологии Марса разобрались или жители Альфы-Центавры в своей. И опубликовали, может. Нам-то бы, грешным, с геологией Урала разобраться. А там уж сопоставлять с Аляской и прочими местами, которые, тем не менее, никак все же Уралом не являются. А что мировым эталоном стал не Урал, а Аляска – так возвращаю платочек утереться обратно Вам, а также г-ну Ефимову А.А. и некоторым другим «знатокам» Платиноносного пояса, которые, в силу возрастных особенностей своих организмов, могли бы (**должны были!**) раньше Мурза (1973) про его Аляску о природе Платиноносного пояса Урала догадаться. Но, увы, не догадались – видимо, мозгов не хватило (или может скажете, что являетесь жертвами тоталитаризма и в обкоме правду про Платиноносный пояс писать запрещали?). А мы-то со Шмелевым В.Р. в 1973 г. только-только поступили учиться в группу ГСП-72 (геологическая съемка и поиски месторождений) Свердловского горного института и геологическое ГТО пешком под стол ходили сдавать.

Мы никак не хотим, чтобы у читателя сложилось мнение, что мы вообще отрицаем всякую роль О.К. в изучении Пояса. Нам, например, нравятся его публикации [О.Иванов, 1986; О.Иванов, Калеганов, 1993] и мы на них охотно ссылались. После выхода большой работы [О.Иванов, 1997], обобщающей взгляды О.К. на Платиноносный пояс, **стали ссылаться на нее** (чем от Вас, Олег Константинович, кстати, принципиально отличаемся) **и считаем это необходимым и достаточным**. В истории изучения геологии Урала О.Иванов останется именно как автор монографии [О.Иванов, 1997], «издатель и редактор» желтого журнала и автор блистательного термина «пердунит», что в сумме конечно не мало.

Замечу, что О.К. ко мне (К.С.) не первый раз с претензиями обращается. В 1998 г. он написал критический отзыв (полностью не сохранился, но по сути был весьма близок к его статье 2008 г.) на докторскую [К.С.Иванов, 1998]. Вот мой (К.С.) дословный ответ по выписке из стенограммы (официальной магнитофонной записи) заседания №2 диссертационного совета Д002.81.02⁴, г. Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н.Заварицкого, 4 июня 1998 г.: *«УЧЕНЫЙ СЕКРЕТАРЬ (Амон Э.О.): В адрес совета поступило 38 отзывов. Все отзывы положительные, но есть ряд замечаний... (зачитывает все замечания).*

ПРЕДСЕДАТЕЛЬ (Коротеев В.А.): Слово предоставляется соискателю Иванову К.С. для ответа на замечания, содержащиеся в отзывах.

СОИСКАТЕЛЬ: *Всем огромное спасибо, спасибо за колоссальный труд*

⁴Дальнейшая судьба этого диссертационного совета сложилась незавидно, поскольку все последние годы делами в нем заправлял преимущественно зам.председателя совета член-корреспондент Б.Чувашов. Вот некоторые из этих «славных» дел.

1. Чувашов Б., тогдашний зам. директора ИГГ Маслов А. (ныне тоже член-корреспондент) и Черных В.В. (приятель О.К. по демагогизму) протащили через совет докторскую, несмотря на то, что я (К.С.) выявил в ней подтасовку фактов – анализы и якобы построенные на их основе замечательные геохимические кривые (прямо какие надо для подтверждения х.правды диссертанта) и рядом друг с другом не лежали. Результат – ВАК (хоть я туда и не обращался) эту работу завернул.

2. В кандидатскую оппонентом назначили ученого из той же лаборатории, что и диссертант. Результат – ВАК работу завернул, через год перезащита, как заклинившая патефонная пластинка.

3. Два года носились с защитой чеха. Результат – документы потеряли.

4. Протащили в кандидаты наук скороспелую аспирантку Б.Чувашова Л.Яковлеву (которая, судя по диссертации и ее защите, не знает разницы между мантией и магмой, полагает, что «морские лилии» и «криноидеи» есть нечто весьма разное и т.п. [Яковлева, 2006]), работа которой во многом была списана с чужих отчетов и содержала **доказанные на защите фальсификации** (апробация диссертации «проведена» в виде несуществующих докладов, якобы сделанных на несуществовавших совещаниях). Но члены совета Черных В.В., Маслов А. и др. предпочли думать, что научные ученые Л.Яковлева и Б.Чувашов *«просто ошиблись»* и яко дитяти малые не понимали, что фальсифицировать-то, оказывается, нельзя. Впрочем, с учетом того, что ученую степень ей таки дали, фальсифицировать то оказывается действительно можно, причем безнаказанно, даже и в том случае, если на фальсификациях поймают.

Общий результат – ВАК этот некогда славный совет распустил и теперь специальностей «общая и региональная геология», «стратиграфия и палеонтология» в советах Екатеринбурга (и на 1000 км вокруг) вот уж года 2 как нет. Будут ли и когда – неясно. По последним сведениям «пердунизм» продолжается и со временем естественно нарастает – документы на совет сначала потеряли, при следующей попытке через год Б.Чувашов попутал списки работ членов совета, и опять получили из ВАКа отлуп. Невольно вспомнишь Германию, где на пенсию в 65 лет отправляют в обязательном порядке.

многих людей, которые мой труд прочитали и я могу быть им только признателен. Часть замечаний, высказанных в отзывах, я нахожусь справедливыми или непринципиальными – у каждого мнение свое и не всегда есть смысл спорить. Вместе с тем на ряд замечаний мне хотелось бы ответить. У меня сложная задача, конечно, стоит – ответить на замечания и не «достать» окончательно членов ученого совета. Ну, я постараюсь кратко: (пропуск части стенограммы). Есть два отзыва, которые, хотя и положительные, фактически, более отрицательные, чем положительные, и на них мне, конечно, обязательно надо ответить. Отзыв О.К.Иванова. Ряд замечаний. Одно замечание такое, что никаких тектонических деформаций в массивах Платиноносного пояса не было, а это чисто интрузивное образование без всякой тектоники. Он просто их не видит, а деформации в Платиноносном поясе были и очень значительные. Другое дело, в чем он прав, в том, что эти деформации были деформациями магматического тела, во время его остывания, это очень хорошо показано, например, в работах В.Р.Шмелева по Чистопскому массиву, это структурное изучение показывает, что это деформационный рисунок (диссертант показывает оверхед), т.е. деформационная структура бластокатаклазитовая накладывается на магматические текстуры. Вот это неумение видеть историю тектонических деформаций привело О.К.Иванова к таким выводам. Тут они с А.А.Ефимовым антиподы. А истина часто бывает посередине.

Такое серьезное замечание с его стороны: автор (т.е. я), «игнорирует ранние выводы об островодужной природе массивов пояса». «Слабое знакомство» меня «с соответствующей литературой». Тут бы О.К.Иванову, конечно, надо бы показать ссылку на какую-то работу. Но этих работ не приведено. И очень понятно, почему не приведено – потому что их нету. Вместо этого О.К. Иванов отсылает меня к работам Мурза и Муррея по Аляске. Да, это действительно так. На Аляске это было сделано раньше. Это что ж, это наша общая беда, что тут мы приоритет упустили. Но у меня диссертация не про Аляску. А на Урале мы с В.Р.Шмелевым эту идею развивали, и я с ней впервые в этом зале в 1992 г. выступил. И в отличие от самого О.К.Иванова я на него ссылался, когда по делу (а он свою книжку выпустил без ссылок). Еще у него статья есть, и он все любит ссылаться на свою докторскую диссертацию, что мол там все написано. Я дважды его автореферат смотрел, первый раз и второй, когда он выступил с претензией, что он, дескать, первый сказал. Там ничего этого нет. Про островодужную природу Платиноносного пояса в диссертации О.К.Иванова данных не содержится. Правда, у него с Калегановым есть хорошая статья по возрасту Платиноносного пояса (она в 1993 г. вышла). Это был новый этап, более точный изучения абсолютного возраста. Там и раньше были К-Аг датировки. Калеганов проделал хорошую работу на образцах О.Иванова и действительно возраст 420-430 млн у них получил-

ся, такой же, который получен другими методами – наши с Ронкиным данные, а также Краснобаева и Бош. Но от того, что Платиноносный пояс силурийский, из этого ведь не следует, что он островодужный, островные дуги всякого возраста бывают – и ордовикского, и современного, и т.д.⁵

Про природу Платиноносного пояса высказывались самые разные, любые гипотезы. Может, у О.К.Иванова была какая-то догадка, но не было системы доказательств. А какие термины благозвучнее – «пердуниты» или используемый мной «эксгумация» (он в отзыве говорит, что его «пердуниты» благозвучнее), то тут разные мнения могут быть» (К.С.Иванов, 1998).

В общем, дискуссия какая-то несколько странная у нас получается. О.К. претензии мне в 1998 г. высказал, я (К.С.) ему дал публичный ответ. Он подождет 10 лет, за которые мы, в отличие от него, что-то по Платиноносному поясу делали, идеи новые предлагали, фактуру новую собирали, как могли («исследования новых платинопроявлений (Дунитовое, Сырковское) и обширные материалы, собранные нами по известным месторождениям, обеспечили основу для изучения процессов формирования горных пород и руд. Всего исследовано свыше 400 проб, из них по Соловьевогорскому массиву – 245 проб. ЭПГ (Pt, Pd, Rh, Ir, Os, Ru) определялись в ИГГ УрО химико-спектральным и спектрофотометрическим методами, а в части проб – и методом ICP-MS в лаборатории BRGM; причем штуфные пробы делились пополам и параллельно анализировались в России и Франции» [К.С.Иванов и др., 2007, с.369]). И вдруг, будто он не О.Иванов, а прямо сам А.Дюма-отец «Десять лет спустя», он таки свой отзыв на докторскую [Иванов К.С., 1998] вдруг публикует. Не пропадать же, действительно, в столе такому ценному добру-то – ведь что ни слово у О.К., то золото! Точнее, платина. Бесценный фонд и источник мудрости для будущих поколений «дорогих россияни». И вот теперь снова ему отвечаем. Ну, уж в последний раз. Больше не будем, пусть пишет, чё хочет, Бог ему судья.

3 декабря 2008 г. в Институте геологии и геохимии УрО РАН состоялся геологический семинар, в работе которого участвовали Иванов О.К., Чувашов Б., Готтман И.А., Ефимов А.А., Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Мурзин В.В., Нече-

⁵И действительно, Олег Константинович, ну что Вы, право, неудобно даже как-то. Все же Вы доктор петрологических наук, привели бы хоть обычный джентльменский набор – петрогеометрию каку-нибудь порисовали, про геохимию там, когерентность поговорили, или, уж мы не знаем, какое-нибудь инконгруэнтное плавление пироксенов помянули над зоной субдукции, еще чё поумничали бы... Учитесь вон у г-на Ефимова [23 и др.], как надо высоконаучно «решать» задачи, уже решенные другими. Не то, что Вы: «силурийский – значит островодужный», ...ну как дитё малое, прямо. Наивное и непорочное. Если следовать такой Вашей логике, то теперь, после появления вендских датировок, вероятно, необходимо опять объявить Пояс платформенным образованием, как это уже предполагалось когда-то [Фершгатер, 1989; Ефимов и др., 1993 и др.]. И так и бегать по кругу, как клоуны в цирке.

ухин В.М., Осипова Т.А., знаток железорудных месторождений Казахстана и Урала доктор геолого-минералогических наук **Полтавец Юрий Александрович** (хороший он был человек...), Покровский М.П., Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Черных В.В., Шагалов Е.С., Шатров В.П., Шмелев В.Р. Личная просьба к Вам, О.К.: коль Вам эту статью таки не слабо будет опубликовать (в чем сомневаемся однако), снабдите журналом по списку – интересуются люди нашей, понимаешь, с Вами дискуссией. Доклад «Некоторые дискуссионные вопросы петрологии дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала и связанного с ним платинового оруденения» на семинаре «сделал» О.Иванов. Точнее говоря, не утруждая себя показом фактического или иллюстративного материала, О.К. в течение более получаса прочитал вслух собравшейся почтенной публике (что, видимо, было им рассчитано на очень целевую аудиторию – уже потерявших зрение, но еще не потерявших слух «пердунитов») те части своей критической статьи, которые были посвящены в основном мне, Иванову К.С. Я не огорчился. В оконцовке своего чтения О.К. сообщил, что он не будет продолжать читать свою статью далее (про платиноносность), поскольку Ю.А.Волченко на семинар не пошел. Таким образом, получается, что Ю.А. всем по часу жизни съэкономил...

Председательствовал на семинаре член-корреспондент Б.Чувашов, который и организовывал его, очевидно, с целью меня (К.С.) распяты и пригвоздить. Что, впрочем, не получилось (данная статья – мое несколько расширенное выступление на том самом семинаре). Не разбираясь в геологии Платиноносного пояса, этот научный вельможа на сей раз не смог ничего большего как «умно» заявить там, что это, дескать, *«неважно, кто в каком году опубликовал»*. Очень даже важно, т.к. одни геологи разобрались в проблеме, а другие – у них без ссылки сдули. По идее это бы и на положении этих ученых должно сказываться. Но на практике, как правило, к сожалению, не сказывается. Полно даже хорошо известных примеров и обратной корреляционной связи между этими параметрами.

В прениях на семинаре высказался и доктор геол.-мин. наук А.А. Ефимов. Сначала он примерно в 50-й раз рассказал об ну очень большой загадочности якутского дунитового массива Кондёр (не сомневаемся – скоро в 51-й расскажет...), где он когда-то с О.К. тамошнюю платину (как бы это выразиться то..., а впрочем можно не осторожничать – срок давности вышел) «изучал». Потом А.А. Ефимов сетовал, что по Платиноносному поясу Урала выходит в последнее время много публикаций, но строго указал на *«необходимость различать среди них шедевры (понятно статьи самого А.А.) и прочий мусор⁶»*.

⁶Почтенный главный научный сотрудник А.А.Ефимов остался, видимо, весьма неудовлетворен своим излишне мягким термином «мусор» и стоял в неопределенности, как Буриданов осёл, выбирая (цит.): *«..как там по фене-то говорится..»*. Но так (пока) и не «заботал». Для подготовки к последующим научным семинарам и конференциям можно использовать: Быков В. Русская феня: словарь современного интержаргона асоциальных элементов. Specimina philologiae Slavicae. Munchen, 1992. 173 p.; Смоленск, 1994.

Сообщил, что наши публикации относятся к последнему и ему совсем не нравятся. Я, Иванов К.С., опять же не расстроился. Во-первых, я не закат над Карибским морем, чтобы всем нравиться. Во-вторых, вне зависимости от чьего бы то ни было мнения, я горжусь рядом своих публикаций, из них по Платиноносному поясу [К.С.Иванов, Шмелев, 1996, К.С.Иванов, 1998, Волченко и др., 2007, К.С.Иванов и др., 2007]. В-третьих, для меня вообще в принципе может иметь значение лишь мнение тех исследователей, которых я уважаю, а к ним А.А.Ефимов уже давно не относится. А на плагиаторов, злобных завистников, а также невежественных тупиц, графоманов и пр., мне, донскому казаку, вообще плевать. И не важно, какие научные хвостики они пыжятся горделиво надувать – доктор там или член-корреспондент, или суперглавный вице-генеральный президент. Я вообще то г-на Ефимова А.А. как мать понимаю – обидно человеку. 40 лет он, умный, Платиноносный пояс изучал, а природу его так и не понял. А какие-то там никому не нужные К.С.Иванов и В.Р.Шмелев объяснили «как земля устроена», да еще и ссылайся потом на них; как бы не так! В своих генетических выводах А.А.Ефимов в многочисленных публикациях вплоть до конца 90-х гг. [Ефимов и др., 1993 и др.] не пошел дальше «загадочности и непознаваемости» Пояса. Для подтверждения чего А.А. Ефимов сначала долго доказывал, что габброиды Пояса метасоматические, потом объявил их метаморфическими – в общем, какими угодно, только не нормальными, не магматическими.

Есть и еще варианты, А.А. Ефимовым пока не задействованные. И я ему их дарю (может, как и с зоной субдукции, на меня не ссылаться и делать вид, что это он сам придумал): 1) габбро – осадочное (а что..., полосчатость есть..); 2) габбро прилетело из космоса или образовалось от удара метеорита⁷; 3) габбро есть результат металлургических плавок древнего человека. Третье, впрочем, видимо не годится, т.к. слишком похоже на ненавистное магматическое.

Пожалуй, расскажу историю более чем 20-летней давности. Я (Иванов К.С.) и профессор Д.С. Штейнберг (человек он был сложный, не без недостатков⁸, но умный и неординарный) были вместе в командировке в Актюбинске, где заключали свои хоздоговора по изучению Кемпирсайского ультраосновного массива и обрамляющих его вулканогенно-осадочных толщ. Жили вместе и вместе ходили в ПГО «Запказгеология». Как то раз, мы долго сидели в «предбаннике» у руководителя ПГО Б.Е.Милецкого (который к науке относился очень положительно) и ожидали, когда Борис Ефимович наши хоздоговора прочитает и подпишет. И от скуки я спросил у Штейнберга: *«Дмитрий Сергеевич, а зачем Вы докторскую Ефимова завалили? Он же ведь все же умней, чем, например,*

⁷Покопавшись в литературе, можно установить, что примерно эта гипотеза уже опубликована [Кузовков, 1998]; **все ж таки геология – великая наука!**

⁸Да и у кого их нет!? Вероятно – кроме, естественно, О.Иванова – только у дедушки Ленина их не было, но через 70 лет после смерти, глядишь, и у него несколько недостатков, говорят, вроде нашли...

Ф.И.О. и Ф.И.О., которые уже успешно стали докторами?». Что тут началось! Дмитрий Сергеевич забыл, где он находится и минут 15 орал так громко, что сидевшие в той большой комнате бюрократы побросали свои бумажки и к столам прижались. Потом опомнился, извинился и ушел, подписанный его договор я ему уже потом в гостиницу принес. Смысл же его страстной речи заключался в том, что «от упомянутых мной докторов-дураков вреда сравнительно мало, т.к. всем все-таки довольно очевидно, что они дураки. Ефимов же не дурак, пишет (а особенно оформляет) достаточно хорошо, но в проблеме совершенно не разобрался, а лишь всё и всех запутал своими дикими фантазиями на тему метасоматических габбро и тому подобными. Главный смысл которых лишь в том, чтобы Ефимову выглядеть оригинально. Это геологов сбивает с толку, и меня вот, молодого Иванова, тоже запутало. Поэтому он, Штейнберг, убежден, что Ефимов гораздо вреднее, чем обычный дурак, и очень правильно они с коллегой Ф.И.О. в доктора Ефимова не пустили». Вспоминая об этом сейчас, через 20 с лишним лет, я думаю: хотя и мой отец С.Н. Иванов и некоторые другие очень крупные геологи (Н.Л.Добрецов и др.) боролись в те времена, как могли, за А.А. Ефимова, а ведь не исключено, пожалуй, что прав то был тогда Дмитрий Сергеевич...

Ряд выступавших на семинаре (В.Р.Шмелев и др.) сетовали, что по Платиноносному поясу проводится недостаточно дискуссий и совещаний. В этой связи напоминаем, что 28 августа – 2 сентября 2009 в г. Качканаре (т.е. с выездом на коронный массив Пояса) Институт геологии и геохимии УрО РАН и ОАО Качканарский ГОК «Ванадий» проводят международную конференцию «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Тезисы до 20 марта 2009 г. принимает зам. председателя оргкомитета Пушкирев Е.В. (Pushkarev@igg.uran.ru).

ТЕМЫ, ПРЕДЛАГАЕМЫЕ К РАССМОТРЕНИЮ НА КОНФЕРЕНЦИИ:

1. Геология и тектоническая позиция ультрабазит-базитовых комплексов; геодинамическая интерпретация;
2. Проблемы петрологии минералогии и геохимии ультрабазит-базитовых комплексов;
3. Природа рудных концентраций в ультрабазит-базитовых комплексах и их связь с петрогенезисом, мантийными источниками и режимом флюидов;
4. Рудные месторождения ультрабазит-базитовых комплексов;
5. Изотопная геохимия ультрабазит-базитовых комплексов и ее интерпретация;
6. Платиноносный пояс Урала и его аналоги;
7. Проблема офиолитов.

Если и этого окажется мало, то в 2010 г. Институтом геологии и геохимии предварительно предполагается проведение очередных Чтений имени академика А.Н.Заварицкого с ориентировочной темой «Петрогенезис, тектоника и рудообразование ультрабазит-базитовых ассоциаций разных геодинамических

обстановок». Тезисы надо будет сдавать до 15 января 2010 г. Шмелеву В.Р. (shmelev@igg.uran.ru), который в рамках своих должностных обязанностей будет ученым секретарем совещания.

«Не может не коснуться» О.Иванов [2008, с.58] абзаца в нашей статье, касающегося присутствия и роли флюидов, «...поднимавшихся от зоны субдукции в результате дегидратации субдуцируемых масс...Эти флюиды обусловили, в частности, и отмечаемые (Малахов, Золоев, 1994; Волченко и др., 1995, и др.) миграцию и перераспределение (вплоть до образования месторождений) элементов платиновой группы» [Волченко и др., 2007, с.9]. И тут, о счастье!, сам ОН нас почти похвалил: «**Правильно ссылаясь, что причиной образования описанных нами ультрамафических пегматитов (только не [О.К.Иванов, 1997, и др.], а [О.К.Иванов, 1985, 1986, 1988, 1997, 2005], добавим, что именно О.К. Иванов [1979, 1980, 1988, 1997], а не И.А.Малахов и не Ю.А.Волченко, первым объяснил перераспределение платиноидов постмагматической перекристаллизацией дунитов под воздействием флюидов... Были опубликованы серия работ по составу и роли флюидных компонентов в дунитах и пегматитах КЗУМ и обоснован вывод о постмагматическом генезисе перекристаллизованных дунитов и платиноносных хромитовых жил [О.Иванов, 1979, 1981, 1985, 1986, 1986, 1986, 1988, 1994, 1996, 1997]...Так что претензии авторов статьи на первенство совершенно не обоснованы. При этом они, почему-то, опять не ссылаются ни на кого из специалистов, работавших в этой области**» [О.Иванов, 2008, с. 59].

Эх, черт, рано мы было обрадовались. Нет, не похвалил нас О.К., опять мы не дотянули. Оказывается, ссылаться-то надо не так, как мы, грешные, это делаем⁹ – [О.Иванов, 1997 и др.], а правильно вот таким образом: [О.К.Иванов, 1979, 1981, 1985, 1986, 1986, 1986, 1988, 1994, 1996, 1997, 2005]. И поэтому нет нам, плагиаторам, прощенья и не будет.

Невольно вспоминается А.П.Чехов (том 2) «*Ивановых на свете ровно столько же, сколько селедок в море*» (и другие, не менее известные его высказывания насчет нашей фамилии). А уж сколько статей они написали... И чё, теперь на всех на них-нас именно так ссылаться следует?! Предупреждаем, не хватит лесов-то... Или только на Вас, О.К.?

Ну что тут скажешь... Надо бы показаться, наверно. Мы, конечно, не медики, тут ихнее слово решающее, и можем лишь предполагать, что это мания величия.

Вслед за О.К. процитируем Н.В.Тимофеева-Ресовского: «*Для серьезного развития серьезных наук нет ничего пагубнее звериной серьезности. Нужен юмор и некоторая издевка над собой и над науками. Тогда все будет процветать*» (2008, с.207). Ну, как видим, уж чего - чего, а чувства юмора у

⁹А ведь и делаем это, ссылаемся! В отличие от самого то О.Иванова, какой в своей гордой умственной Килиманжарской вышине не желает на нас ссылаться – см. [О.Иванов, 1997, 2006 и др.].

О.К. не отнимешь: чего нет, того нет.

В наблюдавшейся нами в течение 30 лет истории Института геологии и геохимии УрО в институте было-работало двое «Менделеевых» и один «Эйнштейн». Для попадания в эту кунсткамеру **необходимо и достаточно** кому-либо в трезвом состоянии публично и (*sine qua non!*¹⁰) **самому сравнить себя** с кем-либо из величайших ученых Человечества¹¹. Этих людей уже нет сейчас в Институте: один «Менделеев» умер, второй «Менделеев» и «Эйнштейн» ушли из ИГГ. Как ты, любезный наш читатель, возможно уже догадался, дискуссия идет именно с «Эйнштейном» этой коллекции.

Наглядно показывая наши слабые знания (и, понятно, свои сильные). О.Иванов [2008] постоянно нас поучает, например, так: *«Нужно заметить, что гора названа не по соловьям и не по Соловьевой, а по старателю с фамилией Соловьев»* (с. 60; ссылок, правда, не приводит). Что сказать..., может это и так, хотя ни про соловьев, ни вообще про этимологию названий в нашей статье [Волченко и др., 2007] речи и близко не было. Не обладая столь мощным, как заслуженный краевед О.К., видением сквозь века, мы предпочитаем читать первоисточники (наиболее детальным из них является, без сомнения, серия книг Н.К.Высоцкого [1913, 1923, 1925 и др.]). Вот что там по этому поводу содержится:

Благородные металлы платиновой группы известны сравнительно недавно. Первые сведения о самородной платине на территории Ю. Америки появились в 1557 г. В этих сообщениях указывалось на трудность обработки, плавления золота и серебра, полученных в испанских владениях Южной и Центральной Америки, и содержащих еще неизвестный белый металл – платину. Длительное время ее считали вредной примесью к серебру и по указу испанской королевы Изабеллы строго учитывали, а затем королевские чиновники выбрасывали в воды Амазонки чтобы не было злоупотреблений при изготовлении золота и серебра. Свое название платина получила от уменьшительно-пренебрежительно-го варианта испанского слова plata (серебро) – platino (серебришко). В XVIII веке внимание химиков все больше привлекает белый металл из Америки, обладающий очень интересными свойствами. В 1735 г. платина была привезена в Старый Свет испанским математиком и астрономом А-Де Ульба. Первое научное описание платины сделано Уатсоном в 1741 г. К концу XVIII века она нашла первое применение в лабораторной практике и химической промышленности. В 1752 г. признана за новый элемент Шеффером, директором шведского монетного двора. До 1808 г. действовал закон, воспреещающий вывоз платины

¹⁰ *sine qua non* (лат.) – совершенно необходимое условие.

¹¹ Причем с моей (конечно, субъективной, как в принципе и любая из них – К.С.) точки зрения, Д.И. Менделеев еще более великий ученый, чем А.Эйнштейн. Хотя бы потому, что, как известно историкам науки, практически равнозначимых авторов у теории относительности было трое. И один из них даже умер от огорчения, не получив своей заслуженной славы.

из Ю. Америки в Европу, куда она продолжала попадать лишь контрабандой от старателей в небольших, чуть ли не аптекарских дозах. Способ очистки сырой платины и разделения металлов платиновой группы мокрым путем открыт В. Волластоном, которому в 1808 г. удалось получить химически чистую платину. В это же время, занимаясь изучением платиновой руды, В. Волластон обнаружил в ней еще два металла платиновой группы – родий и палладий. Родий получил свое название от греческого слова «роза» (розовый), благодаря розово-красной окраске многих соединений (солей) родия. Палладий был назван в честь малой планеты (астероида) Паллас, приблизившейся во время открытия металла к Земле. В 1804 г. английский химик Теннант выделил из черного осадка, оставшегося после растворения самородной платины в царской водке, иридий и осмий. Из-за разнообразной и пестрой окраски своих соединений (солей) новый металл получил название «радужный» – от греческого слова *iris* (радуга). Осмий – «пахучий» из-за резкого характерного для него запаха. Последний элемент платиновой группы был открыт лишь спустя сорок лет в 1844 г. русским химиком профессором Казанского университета К.К. Клаусом. Он назван в честь древнего названия России – *Ruthenia*. С тех пор Россия увековечена в Периодической системе химических элементов, а в настоящее время в Интернете все мы находимся в стране Ru. Таким образом, к середине XIX века уже были известны все шесть платиновых металлов, которые все вместе составляют так называемую «платиновую группу».

Открытие платины в России относится к началу XIX века. В 1819 г. на Урале платина в виде спутника золота была найдена вместе с осмистым иридием в россыпях Верх-Исетского округа, а несколько позднее, в 1822-1823 гг. невьянских, билимбаевских и миасских золотых россыпях. В.В. Любарский в это время исследовал «белый металл», привезенный с уральских рудников, и сравнил его с американской платиной. Выяснилось, что этот загадочный уральский металл является смесью самородной платины и осмистого иридия. В 1824 г. управляющий Гороблагодатскими заводами Н.Р. Мамышев вместе с сотрудниками открыл первую промышленную почти чисто платиновую россыпь Старого Света. Она расположена по речке Орулихе, левому притоку р. Баранчи, в Гороблагодатском округе (быв. Царево-Александровский прииск). В этом же году были открыты платиновые россыпи по притокам рек Иса, Туры, а в 1825 г. – исключительные по своему богатству нижнетагильские платиновые россыпи. Позднее платину и осмистый иридий начали добывать совместно и попутно с золотом во многих других горных округах Урала. Первые в мире коренные месторождения платины были открыты на Урале значительно позднее в 1892-1897 гг. в хромитоносных дунитах Нижнетагильского массива (гора Соловьева): Серебряковское месторождение в Крутом логу, Авроринское в долине р. Мартыяна, Господская шахта на северном склоне г. Соловьевой и многие другие. С той поры и до 1914 г. из россыпей (а также и коренных месторождений) Урала ежегодно в целом добывалось по 2-4 тонны платины, что составляло 80-90% ее

мировой добычи [Высоцкий, 1913]. В последующие годы роль Урала в мировой добыче платины постепенно и неуклонно снижалась.

РОССЫПИ. Впервые платина в Нижнее-Тагильском районе была найдена в 1825 г. Разработка россыпей в системе р. Мартьяна началась с 1827 г., когда был основан Мартьяновский 1-й прииск, затем в 1828 г. – Мартьяновский 2-й, Пупков и Сухоложский прииски, затем в 1830 г. – Сырков, в 1832 – Белогорский, в 1834 г. – Шульпихинский, в 1836 г. – Авроринский и в 1838 г. – Царево-Александровский и Иосифовский прииски. Вследствие того, что все главные россыпи, залегающие здесь, давно уже выработаны, о первоначальном характере их (т.е. толщине и составе наносов песков, содержании платины и т.д.) можно составить большей частью лишь по имеющимся литературным данным (главным образом у Густава Розе. *Reise n. d. Ural*. 1837 u. 42), видевшего разработку этих россыпей в 1829 г. (причем описание приисков составлено было им большей частью по данным Швецова), у Кеммера (Г.Ж. 1826 г. I.), у Гельмерсена (*Reise n. d. Ural in d Jahren 1833 u. 35*), осматривавшего прииски в 1833-1835 гг., у Колтовского (Рудники и прииски в округе Н. Тагильских заводов. Г. Ж. 1846 г., III, с. 272) осматривавшего прииски, и мн. др.

РУДНАЯ ПЛАТИНА НИЖНЕ-ТАГИЛЬСКОГО МАССИВА. Первое коренное месторождение платины было открыто в Крутом логу в 1892 г. Открыто месторождение старателем-хищником, по имени которого и было названо Серебряковской жилой. Была проведена разведка управлением приисков (в лице Гамильтона и Костенецкого), результаты которой впервые были подробно описаны проф. Иностранцевым, посетившим это месторождение в год его открытия и разведки, в книгах «Коренное месторождение платины на Урале» и «Форма выделений платины в коренной породе Урала» (Тр. СПб. Общ. Естествоиспытателей, т. XXII и XXIII). Позднее Н.К. Высоцкий оно было типизировано под названием «оруденение Уральского типа» и вошло в монографию «Платина и районы ее добычи», часть III, стр. 149-153, 1923 г.

В Соловьевом логу открыто четыре месторождения, из которых 2 выработаны старателями Голицыными. 3-е месторождение выработано старателем Комаровым. 4-е открыто А.Н.Заварицким. В вершинах Александровского лога 6, 7, 8 открыты, скорее всего, А.Н. Заварицким, так как они приведены в таблице V его работы. 9-е месторождение открыто при разведке С.А.Конради, 10 и 11 – им же. В Сырковом логу 12 и 13 открыты Конради, 14-е – старателем Борисовым. В вершинах Каменного лога 15-е открыто старателем Кустовым, 16-е открыто А.Н.Заварицким. В Крутеньком логу, впадающем в Пупков, 17 и 18 разведаны А.Н.Заварицким, но ранее выработаны старателями, и платины в них не было. 19-е Авроринское месторождение платины стало известным в 1898-1899 гг. Оно является вторым (после Серебряковской жилы) коренным месторождением, открытым в пределах Нижнетагильского дунитового массива. Открыто месторождение старателем Дятловым. Разведочные работы проводил С.А. Конради. После разведки Конради месторождение это работалось, по сви-

детельству А.Н.Заварицкого, старателями Детковыми. 20-е и 21-е открыты при разведках Конради, Заварицким. 21-е находится в вершине Косогорского лога. (См. также [Волченко, 1999; Волченко и др., 1994 и др.; Пушкарев, 2001 и др.]).

Конечно, Соловьев, хотя и не такая распространенная фамилия, как Иванов, редкой ее тоже не назовешь. Так, например, вот что писал в 1824 г. некий П.Соловьев – приказчик (не старатель!) Петербургской конторы Н.Н. Демидова в Нижнетагильскую контору о распоряжениях горнозаводчика: *«В повелениях своих из Рима изволит также предписывать, чтобы контора все меры употребила для поощрения жителей к отыскам золотых руд и что Его превосходительство, позволяет конторе держать на мелочные поманки усердникам до 1000 рублей в год...тем же, которые отыщут богатые приiski не позалеть дать и отпускную»* [История Нижнего Тагила]. Так что может и был когда такой старатель с фамилией, по-любому произошедшей от наимилейшей народу русскому певчей пташки (но жаль, что незнаком он с нашим петухом, еще бы боле навострился..¹²). Может и по горе тот гипотетический старатель ходил, а не только в логах под горой, где собственно старатели в основном и старались. Хотя никаких, как видите, старателей Соловьевых Н.К.Высоцкому 100 лет назад известно не было. Заметим, что и на «Гипсометрической карте Нижне-Тагильскаго платиноноснаго района (масштаб 4 версты в дюйме)» в его монографии 1913 года (стр.5) гора называется именно Соловьева. И, в общем, мы вполне убеждены, что, не считая старателей и соловьев, бывали на горе Соловьевой и другие твари Божьи, включая по крайней мере одного дятла (см. [Рябицев, 2001]).

О.Иванов на семинаре также привлек внимание к статье В.Я.Левина [2006], посвященной, как и статья [Bea et al., 2003] той же находке цирконов в дунитах Кытлымского массива Платиноносного пояса. Статья действительно любопытная, в первую очередь потому, что В.Я.Левин из всей цепочки из 8 соавторов статьи (от Кытлымского массива до журнала Terra Nova [Bea et al., 2003]) был ближе всех к исходному материалу для этой статьи – 20 зернам циркона. Людей, собственно и нашедших эти зерна, Фернандо Беа и др., к сожалению, не только не поблагодарили, но даже и не назвали. (Из чего, насколько мы понимаем, вроде как следует, что нашли цирконы сами авторы статьи [Bea et al., 2003]?! Что-то тут, похоже, как-то трудно с этикой...). По В.Я.Левину [2006] выясняется, что нашли цирконы И.В.Селянина, А.Е.Горенкова, А.Н.Карпова и др. – с этих людей, собственно говоря, и есть главный спрос за корректность содержа-

¹² Язвительность – вещь, конечно, не очень в бытии полезная. Так: «Жаль, что не знаком ты с нашим петухом..» – этот намек на невежественность критиков из И.А.Крылова [1818], процитированный московской комиссией С.Н.Ивановым (тогда, в 30-е гг., главным геологом рудника, проводившим и разведку, и добычу), стоил ему Ленинской премии за разведку Дегтярского колчеданного месторождения. Её, как это всегда и бывает, получили без него пусть может и не столь заслуживающие, но зато более почтительные товарищи.

ния статьи профессора Беа и других; ну а какой может быть спрос с несоавторов?! Авторы статьи [Bea et al., 2003, стр. 408] указывают, что для выделения цирконов «*проба дунитов весом 150 кг дробилась до фракции менее 0,25 мм, затем проба обогащалась на концентрационном столе, подвергалась магнитной сепарации и, наконец, использовались тяжелые жидкости. Тщательно очищенное оборудование, никогда ранее не использовавшееся для обработки силикатных пород, применялось для избежания засорения посторонними цирконами*». 7 лет назад, при, вероятно, первой презентации этих результатов на российском рабочем совещании программы «Европроба» первый вопрос, который я (К.С.) публично задал Ф.Беа после его доклада, был именно о возможности засорения; и он, и Г.Б.Ферштатер публично ответили, что проба обрабатывалась в Екатеринбурге, в фирме «Уралмеханобр» на **новом** оборудовании (следов такового в «Уралмеханобре», несмотря на тщательные поиски с помощью двух своих родственников – сотрудников этой фирмы, найти не удалось). Смотрим у В.Я.Левина [2006, с.47]: «*взята...проба дунитов весом 100 кг (по Беа – 150 кг; в общем ясно, что большая была проба неведомого веса). Ее обработка и обогащение велась в технологической лаборатории ОАО «Уральская Центральная лаборатория»...Проба дробилась до крупности – 0,5 мм (по Беа - 0.25 мм), фракционировалась на концентрационном столе, а затем серый шлик подвергался электромагнитной сепарации. Немагнитная фракция серого шлиха была подвергнута термохимическому растворению по алмазной методике в Промысловской лаборатории.... Перед обогащением пробы все оборудование ... тщательно вычищено. Ранее здесь дробились и обогащались сульфидные и магнетитовые руды (Ой, не только! Да и кто это и когда доказал, что в рудах цирконов быть не может!? – напротив: см., кстати говоря, рис.3), так что засорение наших проб в приборах исключено*» (надеется В.Я.Левин). Тяжелыми жидкостями В.Я.Левин [2006], в отличие от Ф.Беа и др. [2003], не пользовался. Ф.Беа и др., [2003] сообщают (с.408), что «*контрольное кислотное растворение 1 кг дунита было проведено дважды – и в Екатеринбурге, и в Гранаде, в обеих независимых попытках получены позитивные результаты*» Эти то бы «позитивные результаты» и изучали дальше. По В.Я.Левину (с.47), лишь «*в Университете г. Кордова было обнаружено зерно циркона*».

Новое оборудование или «тщательно вычищенное» – это две большие разницы, с этим тем более согласится любой геолог, кто хоть раз в своей жизни пробовал тщательно вычистить концентрационный стол; дело это очень непростое, трудоемкое (интересно, а оно им надо было? неиспанским то непрофессорам, в теры новы не пишушим?) и, по-любому, ненадежное. Далее у В.Я.Левина [2006, с.47]: «*из серого шлиха и остатков «щадящего» растворения были выделены следующие акцессорные минералы: хромшпинелид, зеленая шпинель, корунд, циркон, гранат, рутил, лейкоксен, муассанит, сфен, апатит, кианит, ставролит, шарики (сферулы) магнитные и немагнитные, магне-*

тит, ильменит). Обращает на себя внимание разнородность данного списка минералов, характерных, как известно, для очень разных групп горных пород. Некоторую «генетическую» ясность могло бы, вероятно, внести микрозондовое изучение составов данных минералов, что, к сожалению, авторами статей [Веа et al., 2003, Левин, 2006] сделано не было. (Как-то раз мы, пытаясь понять генезис разных типов цирконов в пробе, сделали более 30 их микрозондовых анализов, намереваясь сравнить их с другими и т.д. И знаете, сколько нам удалось обнаружить опубликованных анализов составов цирконов Урала?: 0. Нуль, нисколько! Это мы и к Вам, О.К., претензии в том числе предъявляем, как бывшему долговременному председателю Уральского отделения Мин. Общества).

В общем, прочтение статьи [Левин, 2006] лишь весьма укрепило сомнения по поводу чистоты эксперимента [Веа et al., 2003] и валидности полученных ими результатов. Впрочем, не будем повторяться – свои сомнения мы уже обосновали [Волченко и др., 2007]. В целом статья [Веа et al., 2003] вряд ли стоит того внимания, которое ей уделяется. Ни особых заслуг, ни вины у авторов данной статьи нет: они лишь передали найденные другими геологами цирконы (причем найденные случайно, попутно) на западные приборы и проинтерпретировали результаты, уж как смогли.

Подчеркивая большое значение своей работы, авторы статьи [Веа et al., 2003] утверждают, что *«циркон...никогда ранее не находили в дунитах»* (с. 407). Ладно бы это только Ф.Беа писал (чѐ с него возьмешь? – тот еще специалист по геологии... Урала в частности) с англо-испанскими девушками, но ведь в статье [Веа et al., 2003] ещѐ и российские соавторы имеются. И поэтому за приоритет русской науки вдвойне обидно, поскольку обнаружение цирконов в ультраосновных породах вообще и в дунитах в частности – это никакая не новость, как из-за слабости своих знаний (или еще из каких соображений) заявляли Ф.Беа и др. Даже и не проводя специального изучения этого вопроса, мы утверждаем, что это не так: цирконы были найдены в ультраосновных породах (в том числе и в дунитах Урала!) очень задолго до появления статьи [Веа et al., 2003]. Так, лично знакомые нам геологи Сергей Федорович Соболев, который занимался преимущественно геохимией и минералогией габбро-ультрабазитовых комплексов, и Николай Михайлович Чернышов, представлять которого, думаем, нет необходимости, сделали это более 40 лет назад и должным образом опубликовали [Соболев, 1968; Чернышов, 1971]. Так, С.Ф.Соболев в своей статье «Акцессорные минералы ультраосновных и основных пород Урала» (1968) на основании выделения акцессорных минералов из большой серии проб весом по 10 кг отмечал присутствие циркона в ультрабазитах как альпинотипной (Рай-Из, Войкаро-Сынинский массивы), так и платиноносной (Качканарский, Тагило-Баранчинский и др. массивы) ассоциаций. По его данным (с. 240,241 и др.) среднее содержание циркона составляет: в альпинотипных перидотитах <0,01 г на тонну (причем это не нулевые содержания, которые показаны в его таблице прочерком, и даже не следы, отмечаемые как *«есть»*); в альпинотип-

ных пироксенитах – 0,3 г/т; в платиноносной ассоциации – в дунитах <0,01 г/т, габбро-норитах 0,02 г/т, габбро – 0,1 г/т, диоритах, тоналитах 27,4 г/т. См. также работы [Золотарев, 1968; Фишман и др., 1968 и др.], где тоже отмечают находки цирконов в ультраосновных породах, в том числе и в оливинитах.

Таким образом, необходимо признать, что цирконы в дунитах Платиноносного пояса имеются. Кроме всех вышеотмеченных сведений об этом также объективно свидетельствуют ненулевые (по данным достаточно многочисленных и представительных анализов) содержания циркония в этих породах. Как показано [Дегенхардт, 1959; Григорьев, 2005 и др.], циркон является главным, а в данном случае, по-видимому, единственным концентратором и носителем этого элемента. Подтверждают наличие циркона в дунитах также и результаты [Кнауф, 2008] и некоторые другие, пока не опубликованные исследования. В связи с этим возникает серия вопросов, в первую очередь интерпретация «древних», в районе 2 млрд лет, датировок по цирконам, полученным как Ф.Беа с соавторами, так и О.В. Кнауфом. Ф.Беа и др., (2003) отмечают, что наиболее древняя популяция цирконов (популяция I) состоит из 4 зерен с возрастaми 1200 млн – 2841 млн. От всех прочих, более молодых популяций, эти «древние» цирконы «отличаются высокими содержаниями урана и тория (зерно №12 – U=331 г/т, Th/U=1,31; зерно №13 – U=143 г/т, Th/U=1,56) и имеют коровое происхождение» [Bea et al., 2001, p.409]. Цирконы, проанализированные О.В.Кнауфом [2008], получены также из дунитов Косьвинского блока Кытлымского массива (т.е. ? оттуда же [Левин, 2006]), что и цирконы, исследованные Ф.Беа и др.). О.В.Кнауф сообщает о трех проанализированных на Шримпе 2 в ЦИИ ВСЕГЕИ зернах циркона: «зерно № ОК-2 – U=198 г/т, Th/U=0,37, возраст 2772 млн лет; зерно № ОК-12в – U=153 г/т, Th/U=0,42, возраст 1494 млн лет; зерно № ОК-15 – U=804 г/т, Th/U=0,09, возраст 790 млн» и считает, что все эти цирконы (равно как и цирконы, изучавшиеся Ф.Беа и др.) *«имеют мантийное происхождение»*.

Таким образом, на сегодняшний день обоснованы две альтернативные гипотезы происхождения «древних» цирконов в дунитах Платиноносного пояса Урала. Согласно первой из них [Иванов, 1998, Bea et al., 2003], накопившиеся в результате размыва фундамента Русской платформы осадочные толщи континентального подножья (вместе с содержащимися в них цирконами) позднее попали в зону субдукции. Затем цирконы их этих осадков, благодаря своей устойчивости, были захвачены поднимающейся магмой и вовлечены в состав дунитов. Эти «древние» цирконы происходят, таким образом, изначально из фундамента Русской платформы.

Согласно второй гипотезе [Волченко и др., 2007, Кнауф, 2008], древние цирконы могли быть захвачены из пород мантийного клина магмой, поднимающейся от зоны субдукции. И свидетельствовать, таким образом, о возрасте мантии (или какого-то ее слоя). Думаем, что решение, какая из этих двух гипотез верна (а возможно – и обе?!) не за горами – слишком уж различны условия образова-

ния цирконов в этих двух версиях, что по всей вероятности не могло бы не сказаться на их составе. Очевидно, что тут решение должно быть за специалистами в области петрологии и генетической минералогии. Но его (пока) все же нет. Ф.Беа, Г.Б.Ферштатер и др. [Bea et al., 2003] отмечают в данных цирконах высокие концентрации урана, что, как обычно считается, указывает на их коровое происхождение. О.В.Кнауф [2008] из этих же данных делает диаметрально противоположный вывод о мантийном генезисе цирконов. По-видимому, нужны дополнительные результаты, в том числе по изотопии гафния в цирконах Платиноносного пояса и др.

Очевидно, цирконы неслучайно содержатся в дунитах, представляющих собой структурно наиболее нижний член «разреза» магматической ассоциации Платиноносного пояса, занимающий крайнее западное положение. По всей видимости, этой приуроченности к дну магматической «колонны» мог способствовать, как и в случае с платиной и ее минералами, высокий удельный вес цирконов.

Хотели бы подчеркнуть, что, несмотря на сомнительность результатов, статья [Bea et al., 2003] важна тем, что вызвала большой интерес к проблеме датирования пород как Платиноносного пояса, так и офиолитов по цирконам. Этот интерес умножился с появлением во ВСЕГЕИ Шримпа-2 доступного, в принципе, всем геологам России. И успехи быстро появились. Большая их часть еще должным образом не опубликована, но по Уралу нам известны положительные результаты Н.В.Вахрушевой, О.В.Кнауфа, К.Н.Малича, А.А. Краснобаева, Е.В. Пушкарева, А.И. и И.А.Русиных, Г.Н. Савельевой и др. [2006], В.Н. Смирнова, Г.Б. Ферштатера и др. В тех нескольких успешных исследованиях, в которых довелось принимать участие, методика была такая:

1. Намечается Геологическая Цель (заслуживающая больших усилий, скажем, один из массивов Пояса или представительный офиолитовый массив);

2. По данным хороших ICP-MS анализов (например [Вахрушева и др., 2006], в теле хромитов с повышенным содержанием циркония были обнаружены даже цирконы в шлифах (рис.3), сделанных из представительных отквартованных проб, в Цели выбирается тело, пласт и т.п., где содержания циркония не нулевые (чем выше – тем лучше);

3. Откуда отбирается проба весом 20-25 кг (Впрочем, сообщается и о находках из *«остатков 6 штуфных проб массой до 200 г были выделены 8 зерен цирконов из дунитов, метадунитов и клинопироксенитов из мелких фракций менее 71μт»* [Кнауф, 2008]);

4. Проба дробится до крупности менее 0,25 мм (делали мы и до 0,16 мм, выше цитировалось несколько сомнительное сообщение о 0,5 мм, рекомендуя все же начинать с 0,25 мм);

5. Отмывается серый шлик, желательно на озере или карьере, расположенном в пределах изучаемого объекта. Концентрационный стол для пород с редкими цирконами категорически не рекомендуется;

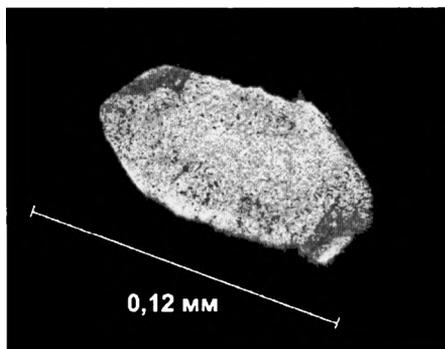


Рис. 3. Циркон в хромитах (из коллекции Н.В.Вахрушевой, Войкар-Сыньинский ультрабазитовый массив, рудопоявление Пайты).

Фото без анализатора, черное – хромовая шпинель)

ются по катодолуминесцентным изображениям кристаллов цирконов. Тут желательно, конечно, охарактеризовать все типоморфные разновидности обнаруженных цирконов, краевые и центральные части кристаллов, много других тонкостей;

8. Производится интерпретация и публикация результатов.

Самое же главное – делать все дело по поискам цирконов весьма квалифицированному (рис. 4) и заинтересованному в конечном результате исследователю (и отвечающему за этот результат), а не поручать...

И нет сомнений, что скоро будет еще очень много интересных открытий. В том числе и на Платиноносном поясе.

Хотя главные проблемы его генезиса сейчас уже решены, много вопросов еще остается. И часть из них правильно задает О.Иванов [2008, с. 60]. Некоторые вопросы он, впрочем, старательно обходит. Так, одной из важных задач нашей статьи [Волченко и др., 2007], которая так не понравилась О.К. (бедные мы, бедные...), было объяснение «древних» самарий-неодимовых датировок. И оно было нами предложено (см. выше). Пока мы не видели другого логически понятного объяснения. А что же, интересно, думает по этому поводу сам О.К.? Видимо, ничего не думает: *«предположение об очень значительной дифференциации магмы в промежуточной камере... достаточно удовлетворительно объясняет основные особенности геологии и петрологии массивов Платиноносного пояса»* [О.Иванов 2008, с. 60]. И (как надо, видимо, понимать О.К., хотя понимать его – та еще задача) ляд с ними, с самарий-неодимовыми датировками, списать их на ненавистные О.Иванову «современ-

6. Из серого шлиха удаляется сначала магнитная, затем электромагнитная фракции. Остаток в зависимости от его объема либо сразу просматривается под бинолупой с отбором цирконов, либо сначала прогоняется через тяжелую жидкость Клеричи (**КУПЛЮ ДОРОГО!** К.С.). Циркон с его удельным весом 4,2 – 4,7 г/см³ (есть, впрочем, сообщения и об аномально легких, как правило, метамиктных цирконах, до 3,8 г/см³), естественно будет в тяжелой фракции;

7. Заключается хоздоговор, по которому найденные цирконы передаются в Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, где за сумму не менее 25000 руб. за одну пробу в цирконы из нее производится не менее 10 «выстрелов» Шримпом-2, места для которых предварительно выбираются

ные аппаратурные методы», выкинуть на помойку, да и дело с концом! И все станет опять хорошо, и главное – думать не надо будет.

О. Иванов, претендующий на роль знатока платиноносности Урала и современной геологической литературы по этой проблеме, поучает нас [О.Иванов, 2008, с. 66]: «Просто это лишнее свидетельство незнания авторами современной геологической литературы по объекту. Как обычно, авторы статьи не ссылаются на некоторые более ранние работы с описанием Бутыринской жилы, в частности В.П.Молошага и др. [2006]». Но статья В.П. Молошага и других по Бутыринскому проявлению за 2006 г., вряд ли для нас может являться «более ранней», так как в 2004 г. прошла редподготовку и в 2005 г. вышла из печати статья Ю.А.Волченко и др. объемом более 0,5 печатного листа по данному объекту – «Парагенезис платино-палладиевых минералов в комплексах собственно Платиноносного пояса Урала» в Вестнике УрМО № 4, с. 36-49. Таким образом, О. Иванов не только демонстрирует свою неосведомленность, но и в очередной раз пытается ввести в заблуждение других исследователей.

Полон претензий к нам О.К. и по поводу Гос.шахты: «...дается характеристика рудного тела Господской шахты. При этом почему-то авторы называют ее Госшахтой, как это было принято при коммунизме. В действительности ее историческое название Господская шахта. Этим подчеркивается, что ее разработка велась «господами», т.е. горными инженерами Авроринского прииска, в отличие от других жил, которые разрабатывались старателями. Сейчас, когда авторы статьи стали не товарищами, а господами, в названии месторождения нет ничего предосудительного» [О.Иванов, 2008, с.65 и др.]. И ссылки на работы Г.Фосса, дескать, у нас нет. И т.д. и т.п.

Тут мы вообще в упор не понимаем, что ему (О.К.) от нас надо:

во-первых, ссылки на работы Г.Фосса у нас имеются – см. [Волченко и др., 2007, с.101]. Есть и наше четкое указание (нам чужого не надо) на то, что разрезы по Гос.шахте составлены Ю.А.Волченко и С.И.Нестеровой по оригинальным первичным геологическим материалам треста «Уралплатина» (коллекторов-рисовальщиков А.Лыткина и С.Салаутина) [Волченко и др., 2007, с.75];

во-вторых, «Госшахта» не нами выдуманное¹³, а достаточно общеупотребительное сокращение, которые вообще, как известно, свойственны великому и могучему русскому языку. И заметим, что сокращение еще не из самых уродливых (например «КЗУМ» тот же и т.п.);

¹³Я, Иванов К.С., вообще в принципе считаю придумывание новых терминов делом достаточно презренным (*шуртихиты* там или *георифтогенали* всяческие, «сверхмелководные» и т.д. и т.п.), причем свойственно это увлечение, по моим наблюдениям, именно тем, кто ничего путного по части идей создать не в состоянии; т.е. **новые термины это эрзац новых идей** (почти что девиз Канадского геологического общества, глядишь, у меня получился).

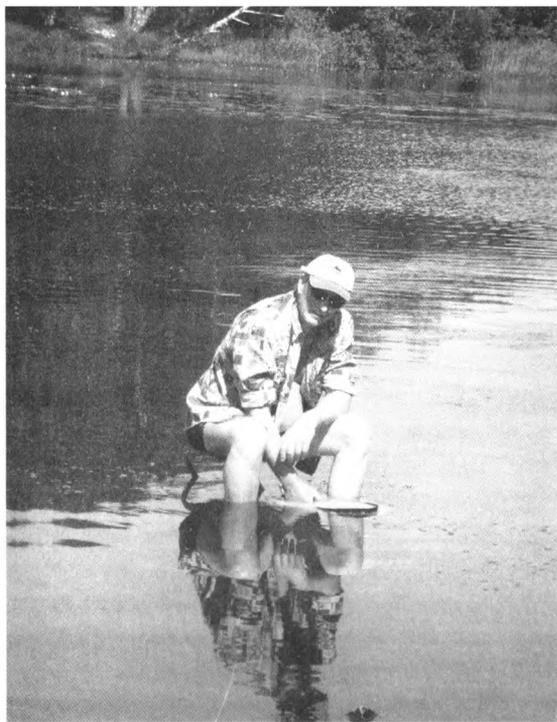


Рис 4. Поиски цирконов в офиолитах.

Известный уральский геолог, ведущий научный сотрудник ИГГ, кандидат геол.-мин. наук Владимир Николаевич Смирнов отмывает серый шлик

в-третьих, что касается соотношения *«господ и товарищей»*, то тут О.К. конечно наверное виднее. Он в этом деле почти профессионал. К тому же можно сказать победитель в классовой борьбе, которому удалось увидеть торжество идей, за которые боролся. И результаты. А это дорогого стоит. Именно ради политических борений О.К. и бросил заниматься геологией Платиноносного пояса в середине 90-х гг.¹⁴ И по сейчас О.К. названия улиц ходит замазывает. Как верно сказала одна умная дама-геолог: *«дело это достаточно безвредное, лишь бы О.К. не начал женщинам девичьи фамилии восстанавливать»*. И занимается им О.К. долгие годы, видимо, вполне искренне (по велению души – не может не замазывать...). В отличие от многих своих еще более догадливых коллег по «демократизму», которые

быстренько лучшие куски собственности России расхватили. Прямо как в случае с почему-то инкриминируемой нам Гос.шахтой, но только наоборот. Была собственность в России государственной, а стала господской. Ну и чё? Кому от этого, кроме тех самых демократизаторов, составляющих порядка 0,1% населения, стало хорошо?! Хотя, нет, виноваты – есть, впрочем, конечно, и сейчас впечатляющие примеры истинного благородства души, направленного к тому же исключительно на благо народное. Так, один демократизатор («айсберг», по терминологии [Ильф, Петров, 1927]) недавно не только **купил себе** царские яйца, но и (ведь какой бескорыстный человек! очень правильно захлёбывались от восторга по этому пово-

¹⁴Я, кстати, не понимаю, чё Вам, Олег Константинович, с Вашими демократическими наклонностями (да и кто не без греха) в Академии наук не работалось то!? АН вообще самая демократическая организация. Как известно, родиной демократии является Древняя Греция, где у каждого демократа было до десятка рабов (лаборатория или раболатория? чёрт, не помню). Академия наук – это организация, состоящая из научных академиков. Демократическая.

ду демократические и ну очень независимые СМИ) даже позволил народу рас-сейскому на них поглядеть, купив вполне недорогие билеты. Прикупил ряд экспедиций и подарил своему зятю, теперь многие геологи и геофизики осваивают весьма полезный опыт лошади, которую цыган есть отучал. Совершенно естественно и справедливо, что в условиях кризиса и правительственная помощь должна оказываться в первую очередь именно таким лучшим и демократическим людям. Потому как вдруг если эти демократизаторы, банкиры, олигархи и пр. обеднеют и будет у них, скажем, не по 8-10 миллиардов на нос, а каких-нибудь жалких 2-3 миллиарда долларов (не приведи Бог, конечно!, огорчились бы мы страшно), то кому вообще нужны будут эти всякие фонды будущих поколений и другие?! Ясно, что по справедливости «осваивать» их надо здесь и сейчас. Ну, или можно не здесь, а, к примеру, на Каймановых островах. Месте, впрочем, тоже чрезвычайно демократическом. А то ведь этак и до продажи «Челси» дело докатиться может, это ж вообще демократическая трагедия будет (мы, блин, какие-то пророки прямо – через 2 недели после написания этих строк в Интернете увидели, продается вроде «Челси»-то уже..). Утешает лишь то, что у нас в России еще много тоже демократически настроенных господ негров в футболы-баскетболы бегают. С зарплатой примерно по 10 млн \$ в год на морду лица. Для сведения: 10 млн долларов – это по 1000 железнодорожных цистерн с нефтью в год народ российский добывает, доставляет и ... просто отдает без какой-либо еще оплаты – только за каждого одного такого негра. За то счастье, что они здесь бегают, вместо российских юношей. Нет, очень просим, ВДУМАЙТЕСЬ – **огромная сосиска из 1000 цистерн нефти длиной около 15 км** движется из Западной Сибири в Западную Европу 5000 км (а по дороге еще хохлы и пр. навариться хотят), **полная нефти, черного золота, невосполнимой крови Земли Русской**, добытой на морозе трудом сотен геологов, геофизиков, буровиков и людей многих других профессий, **просто отдается за 1 вонючего негра¹⁵, чтобы тот в 40 играх (х 90 минут×60 часов в год) по зеленому газончику побегал. Отдается по 750000 кг нефти за один негрочас игры (!)**. Печальная арифметика, тут уж не смеяться хочется.

Еще нас дружески предупредили, что правильно теперь говорить не «негры», а «афро-американцы». Абсолютно ничего не имеем против. Пусть будут

¹⁵«Пришить» нам «Дело по разжиганию межнациональной...» кто бы то ни было не старайтесь: вонючим негр является, есьтесьвенна, в хорошем смысле – от обильного спортивного пота (уж надеемся, что обильного, при такой то зарплате..), пролитого тем негром при «защите чести нашей великой державы», а также защите той еще чести спорт-клубов и пр. (что за честь такая, что ее с помощью негров защищать надо?; нам почему-то кажется – отстальные мы наверное – что «честь Москвы» лучше бы уж пусть защищали москвичи (на сколько смогут, такая уж и честь очевидно), Перми – пермяки и т.д. А не негров выписывать и прописывать). Так что негр – естественно-вонючий. Не вонючим, как известно, пот даже демократически настроенных негров быть не может.

афро-американцы (хотя американская программа word подчеркивает в компьютере это словосочетание красным как неправильное. А негров – не подчеркивает). Лишь бы все были счастливы. В школе нас, правда, как и Сергея Бодрова, учили, что правильно негры. Прочитируем достаточно долго жившего в США С.Богословского [2008, с.150-151]: *«Местные темнокожие не считают нас своими, – углубился в расовые вопросы африканец (писавший на эту тему докторскую в университете Ю. Каролины), – хотя и требуют сегодня, чтобы их называли афро-американцами. Это уже третье за нынешний век требование. И общество соглашается. Так негры стали цветными, потом черными, хотя первое и третье означает одно и то же»*. Хотя вопрос еще сложнее: например, если негр к нам не из Штатов приехал, а, скажем, из Бразилии, то он кто тогда будет? Видимо, афро-южноамериканец. А если из Голландии (их там тоже очень много, кажется) – то «афро-голландец»? А если из Африки? Если просто «африканец», то, возможно, (кто знает?) могут себя тоже наши друзья арабы ущемленными почувствовать, т.к. у них прав на этот континент, возможно не меньше, не говоря уж о бурах и т.п. Видимо, тогда правильно (следуя той логике) «афро-африканец». Звучит как-то не очень... Негр, нам кажется, все-таки лучше. Или еще вопрос: как нам «афро-американцев» от «афро-французов» на вид отличать-то? Мы, конечно, допускаем, что самим то «афро...» эти различия очевидны, но не нам. В общем, сложный вопрос то, да и актуальный, понимаешь, в свете выборов в США. Думаем, надо бы, чтоб им академики из Академии наук занялись (где есть специальное историко-филологическое отделение), потом оформили это решением партии и правительства. И будем следовать. Без базара. Мы их хоть королями юниверсума называть согласны. А вот платить по 750000 кг нефти за один негрочас игры – не согласны, как бы резво они ни прыгали. Еще бы кто в нашей демократической стране согласия у ивановых спрашивал бы..., так и совсем замечательно. Было бы. А пока мы желаем дружественной расе всяких благ, памятуя, что еще с СССР они нам в лучшие друзья записаны.

С неграми теми же в свое время, лет 300 назад, стеклянными бусами и то куда как щедрее, чем с нами расплачивались. Во обмен классный: мы в америку нефть, а они нам – негров и резаные зеленые бумажки с надписью «100\$». И напечатать тех бумажек сколько нужно, столько и можно, с себестоимостью по 6 центов за штучку. Уж молчим, что мы (ну не совсем, чтобы мы, а органы... – хоть и хочется, а не скажем какие¹⁶) эти доллары еще и обратно во всякие

¹⁶Уж не примерно ли такие же, что убийствами архаров из Красной книги развлекаются!? Нет, Вы только представьте, как зимой при минус 30° в пустых полностью заснеженных горах, где только снег, лед и камни, как там бедным архарам прокормиться и выжить? **Как?!** Так еще прилетают сытые довольные х...ы и с вертолетов в упор архаров расстреливают. Настоящие бесстрашные мужчины. Добытки и кормильцы. А рога-то как красиво у камина поди смотрятся..., тем более что архаров все меньше и меньше на свете остается. И трофей единоборства со свирепым диким зверем (рога-то их) все цен-

«фредди мэи» вкладываем. Например, по оценке [«Огонёк», 2008, №30], только в полудохлые (и, думается, гораздо более дохлые, чем полу...только с января по сентябрь 2008 г. стоимость акций этих компаний обесценилась, как известно, на 90% (в 10 раз!), первые же признаки неблагополучия появились, по оценкам специалистов, в них еще аж в 2003 г.) «Фанни Мэй» и «Фредди Мак» Российской Федерацией вложено 156 млрд долларов; всю огромность этой уплывшей за океан суммы трудно осознать; а эти двое ведь еще не единственные «мэй»-то...). А через 20 лет нефть в России кончится, это я как доктор говорю. Добыча уже сейчас на спаде [Пути реализации...2008 и др.]. Запасайтесь хоть видео с теми господами неграми, от них потом нам будет тепло, светло и сытно. Да, и не забыть бы еще в фонд будущих поколений тоже те видео положить (процесс, видимо, пошел: стоило написать эти строки, как 7 января 2009 г. по TV передавали матч «Спартак» с обильными неграми в составе за примерно 2001 г.).

В общем, самое печальное то, что те негры – капля в море, лишь очевидный пример способа хозяйствования и отношения к национальному достоянию.

По нашему с Вами, О.К., новому обычаю предоставим слово (в качестве почему-то выбранного Вами третейского судьи по Платиноносному поясу) проработавшему 20 лет на Западе (куда его направило в 1926 г. советское правительство) и изрядно посидевшему за это за колючей проволокой у нас Н.В.Тимофееву-Ресовскому [2008, с. 337]: *«вот всякая эта молодежь прогрессивная, которая гудит, все требует демократии, того, сего. Спаси, Господи, и помилуй! Вы представляете, что у нас будет, если у нас вдруг демократия появится. Действительно, народные массы ... им будет дана возможность на самоуправство. Ведь это же будет засилье самых подонокков демокогических! Это черт знает что! Хуже сталинского режима. Прикончат какие бы то ни было разумные способы хозяйствования, разграбят все, что можно, а потом распродадут Россию по частям. В колонию превратят».*

Это он в 1975 г. сказал. Ничего не напоминает, нет?

Все-таки нам, пожалуй, кажется, что и про «господ-товарищей», Вам бы тоже, О.К., лучше уж молчать бы в тряпочку...

нее соответственно. Еще для сведения: стоимость использования вертолета МИ8 около 100 тыс. руб. в час. Кто, интересно, платит за эти милые развлекашечки чиновников? Сами, наверное, из зарплаты и сбережений на старость, «непосильным трудом нажитых». Или, все-таки, платят госбюджет или «Газпром»? А если так, то почему нас, акционеров, не спросили – хотим ли мы прибыль этого ОАО именно таким способом, на убийства архаров, расходовать? Это мы Вас, господин Миллер А.Б., спрашиваем. И еще вопрос – для скольких таких сафари «Газпром» вертолеты дает? Хотя ответ понятен: сафари-то, безусловно, конечно было единственное во всей демократической истории России. Кто б сомневался. Губернатор Алтая (по TV) «думаю, что по закону тут все чисто». И конкретно. А еще их потом несколько дней 36 самолетов и вертолетов искали: 100 тыс. руб в час умножаем... Какой там, к черту, кризис. А, впрочем, для такого дела, конечно, никаких денег не жалко – «своих» в обиду не даем. Архарам.

Осталась «непонятна» О.Иванову и *«роль рецензента члена-корреспондента РАН профессора Н.М.Чернышева. Это известный специалист по ультрамафитам и их платиноносности. Но он, видимо, не очень знаком с петрологией, платиноносностью и литературой по Платиноносному поясу Урала и всей этой формации в целом. В результате он не смог объективно оценить представленную статью и тем подставил некоторых ее авторов»* [О.Иванов, 1998, с. 69]. Так ведь умный, да знающий, да объективный Вы ведь, поди, один, Олег Константинович, на свете такой. Одинешенек. Так что уж не судите Николая Михайловича строго, простите его, пожалуйста, на первый-то раз.

Важное значение в статье О.Иванова [2008] придается воззваниям в научные фонды, чтобы не давали нам денег на исследования, и подсчетам наших воображаемых прибылей. Хочу сказать О.К. и стоящим за ним, организовавшим мою (К.С.) многолетнюю травлю г.г. чувашевым и к°, что это, конечно, перспективное направление научной работы. Верной дорогой идете, товарищи! Еще можно рекомендовать Вам для окончательного подведения итогов научных дискуссий обратиться в КРУ, налоговую, милицию и ФСБ. Чем, впрочем, и без рекомендаций мои догадливые оппоненты озабочены. Как говорится в народе и ВОХРе, *«по вашему – заложить, а по нашему – доложить!»*. Отмечу, что Ю.А. Волченко работает в ИГГ практически лишь из интереса к научным исследованиям. Я (К.С.) не столь бескорыстен, геология для меня и любовь, и источник существования. Но евро, тугрики и пиастры не брали. Да, и насчет продажи Родины за 30 серебрянников или там (для тех, что поглупее) по бартеру, за *«общечеловеческие ценности»*, или цацку нобелевскую – это тоже не к нам. Лавры М.С. Горбачева (коллеги О.К. по *«демократизации»*), Олегу Константиновичу и в самом деле, похоже, не дают покоя. В оконцовке своего опуса О.Иванов тоже насчет своей Нобелевской беспокоится, но, как говаривал боец Красной Армии тов. Сухов: *«ЭТО – ВРЯД ЛИ»*. По геологии ее пока не присуждают (что не есть справедливо; а то бы Вы, О.К., конечно, первый претендент), а для Нобелевской премии Мира нужен куда как больший масштаб служения америке. Все-таки, при всем уважении, О.Иванов – не болтливый Михал Сергеич, не чуть не потерявший упитанность от неистовых борений за экологию Гор и даже не ахти какой Ахтисаари. По-видимому, не вполне похож О.К. и на мать Терезу с ее Нобелевской *«За деятельность в помощь страждущему человеку»*...

Может мы написали и резковато, но уж исправлять не будем, и каждый поймет почему, если почитает опус О.К. – потому, что:

«НЕ СУДИТЕ, да не судимы будете.

Ибо какою меркою мерите, такой и вас будут мерить» [Иисус].

В заключительном слове на семинаре 3.12.2008 О.Иванов сказал, что *«лично ко мне (Иванову К.С.) он неприязненных чувств не испытывает»*. Вполне верю. Хотя внутренний голос и подсказывает, что такая его необычайная

теплота ко мне теперь уже осталась в прошлом. Смешно, конечно, но ведь и я к нему неприязненных чувств тоже не испытываю, но не ответить на инсинуации не смог, поскольку в жизни ни у кого, никогда идей не крал. Я их генерирую, идеи то, и моими идеями люди пользуются, кто со ссылками, кто без. В меру порядочности. В общем «ничего личного, только дело» («бизнес», по-ихнему-то – как обычно говорят в дерьмово-америкосовых фильмах, перед тем как пристрелить кого-нибудь). Еще нам кажется, что и О.Иванов, и мы, как и другие исследователи, образуют в целом имеющуюся многоцветную картину уральской геологии (постепенно блёкнущую...). А уж какой цвет лучше... Известно ведь, что на вкус и на цвет товарищей нет. Прочитируем напоследок еще раз Н.В. Тимофеева-Ресовского [2008, с.171] *«...улучшением человеческой породы никакие человеческие ученые по смыслу дела самого заниматься не могут. Свиновод совершенно знает, в каком направлении ему хочется улучшить свое свиноводство... А скажите, пожалуйста, кто знает, как нужно и в каком направлении улучшить человечество? Нет таких людей. ... Всякие люди нужны, по-видимому, и глупые, и плохие люди – все нужны человечеству. Во всяком случае, как улучшить человечество – это не человеческое, а Божье дело. Что-то сверхчеловеческое может этим заниматься. Свины не могут улучшить свою породу. Каждая свинья думает, что она лучшая свинья. Это же наблюдается часто и в пределах человечества».*

В общем, будьте добрее к коллегам, Олег Константинович, люди-то к Вам и потянутся. (Хотя, во-первых, это я, К.С., наверное, не столько О.К. тщетно уговариваю, сколько себя, а, во-вторых, наукой – педагогикой – говорят, есть и такая – установлено, что характер человека воспитывается до 1 года и с трудом перевоспитывается до 5 лет, а дальше всё, поздняк дергаться). Как пелось в гимне советских геологов на Московском геологическом конгрессе 1984 г.: *«Потянулись нынче к югу перелетных стаи птиц....., веселей, дружок, держись...»*

ГЕОЛОГИЯ – НАУКА, А ТОЧНЕЕ – НАША ЖИЗНЬ!».

P.S. В заключение хотим сказать, что несмотря на невысокий научный уровень части публикуемых здесь статей, мы высоко ценим роль УГЖ как свободного журнала, открытой дискуссионной площадки, где можно в том числе обсуждать и острые вопросы. Хорошо, что журнал есть и никто его не запрещает. Как сказал один из Великих князей Романовых (цитирую по памяти): *“Это была большая ошибка – разогнать Думу, служившую хорошим органом для спуска газа народного брожения и недовольства: никто же не зашивает эсопу, руководствуясь ее дурным запахом!”*. Жаль лишь, что сия умная мысль пришла в голову Светлейшего не ДО, а ПОСЛЕ 1917 года.

ВСЕМ УСПЕХОВ, ХОРОШЕГО НАСТРОЕНИЯ И РАДОСТИ!

НЕ ТРАТЬТЕ ЖИЗНЬ ПОПУСТУ, ВТОРОЙ-ТО ЖИЗНИ МОЖЕТ И НЕ БЫТЬ.

Иванов Кирилл Святославич, ivanovks@igg.uran.ru. Работаю с 1977 г. в Институте геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого. Зав. лаб. региональной геологии и геотектоники имени С.Н. Иванова. Являюсь председателем Уральской секции Межведомственного тектонического комитета России. А по жизни – пролетарий умственного труда. Для любителей взывать к фондам и т.п. сообщаю, что эта статья написана во внерабочее время.

Волченко Юрий Алексеевич, старший научный сотрудник лаб. геохимии и рудообразующих процессов ИГГ УрО. С 1965 г. изучает платиноносность геологических формаций Урала, автор и соавтор 230 публикаций и отчетов по этой тематике.

26 января 2009 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Библия

2. **Богословский С.** Американские истории. Тюмень: ППШ, 2008. 272 с.

3. **Булгаков Михаил Афанасьевич.** Собачье сердце. Зачитана на «Никитских субботниках» в 1925 г.; Лондон: Студент, 1968, № 9,10; М.: «Знамя», 1987, №6 и др.

4. **Вахрушева Н.В., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л.** Распределение РЗЭ в ультрамафитах и рудообразующих хромовых шпинелях Войкаро-Сыньинского массива // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 92-95.

5. **Виноградская Г.М.** Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале // Доклады АН СССР, 1954. Т.97. № 5. С.899-902.

6. **Волченко Ю.А.** Платиновое оруденение Нижнетагильского массива (коренные проявления и россыпи). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 26 с.

7. **Волченко Ю.А., Вилесов Н.Г.** Генетическая природа корреляционных связей Fe, Pt и Pd в платиноносных клинопироксенитах Урала // Ежегодник-1970, ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1971. Изд. РИСО УНЦ. С. 87-91.

8. **Волченко Ю.А.** Этапность формирования Гусевогорского габбро-пироксенитового массива и поведение платиноидов и золота в ходе этого процесса / Сб. "Проблемы геологии, петрологии и рудогенеза". Изд. РИСО УНЦ АН СССР, Свердловск, 1972. С. 64-68.

9. **Волченко Ю.А., Вилесов Н.Г., Гутин Н.Д.** Закономерности распределения золота в дунит-пироксенит-габбровых комплексах платиноносного пояса Урала // Сб. "Вопросы геохимии и рудообразования". Тр. ИГГ УНЦ АН СССР, вып. 131, Свердловск, 1977. Изд. РИСО УНЦ АН СССР. С. 125-130.

10. **Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н.** Платина Урала. Платиновометальное оруденение и перспективы его освоения. Горный журнал (Уральское горное обозрение). Изв. ВУЗов № 2(6). Екатеринбург, 1994. С. 62-85.

11. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа (ч.1) // Литосфера №3, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург. 2007. С. 3-31; (ч.2) // Литосфера №4, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург. 2007. С. 73-101.

12. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Иванов К.С. Структурная и вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании платинометалльных месторождений Уральского типа // Геодинамика и рудные месторождения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005, С.40-49.

13. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: ИГЕМ АН СССР, вып. 65, 1962. 319 с.

14. Высоцкий Владимир Семенович. Лукоморья больше нет. 1967 г.

15. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. С-Пб.: Тр. Геолкома, вып. 62. 1913. 694 с.

16. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. 2-3, вып. 11. КЕПС. Петроград, 1923. С. 111-341

17. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Т. 4. Ч. 4. Вып. 11 КЕПС. Петроград, 1925. С. 347-692.

18. Григорьев Н.А. Циркон как носитель циркония и гафния в верхней части континентальной коры. // Литосфера, 2005, № 1. С.143-149.

19. Гурская Л.И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р., Ляхницкая В.Д., Ляхницкий Ю.С., Шахова С.Н. Платиноиды хромитоносных массивов Поллярного Урала. С-Пб.: ВСЕГЕИ. 2004. 305 с.

20. Дегенхардт Х. О геохимическом распределении циркона в литосфере. / Геохимия редких элементов. М.: Иностран. Лит., 1959. С. 157-208.

21. Довлатов Сергей Донатович. Номенклатурные полуботинки. // Встретились, поговорили. С-Пб.: Азбука-классика, 2007.

22. Дюпарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале // Горный журнал 1913. №1-2. С.49-73; Горн. ж. 1913, № 3. С. 282-305.

23. Ефимов А.А. Геодинамическая реконструкция глубинной зоны – места аккреции и метаморфизма Платиноносного пояса Урала. // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО, 1998, С. 71-83 = **Ефимов А.А.** Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. №3, С. 31-39. А также ряд других работ этого весьма назидательного автора. Их легко найти, взяв любую из его публикаций: до 70-80% списка литературы там обычно составляют работы самого А.А.

24. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра., 1967. 334 с.

25. Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И. Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры // Геотектоника 1993, №. 3. С.34-46.

26. Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Зиндерн С., Крамм У., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Новые U-Pb по цирконам плагиигранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // Доклады РАН. 2005, Т. 403, № 4, С. 512-516.

27. Заварицкий А.Н. Отчет об исследованиях в платиноносном районе Нижне-Тагильского округа. Зап. Горного института. Т. 2, Вып. 3. С-Петербург, 1909. С.189-212.

28. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Изд. Геолкома. Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. Л., 1928. 56 с.

29. Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрыпов В.Н. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, МПР РФ, 2001. 198 с.

30. Золотарев Б.П. Морфология и генезис некоторых аксессуарных минералов ультраосновных и щелочных пород массивов Африканда, Вуориярви и Салланлатви // Аксессуарные минералы изверженных пород. М.: Наука, 1968. С. 248-254.

31. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.

32. Иванов К.С., Аникина Е.В., Ефимов А.А., Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала // ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 1999. 96 с.

33. Иванов К.С., Винничук Н.Н. Геологическая природа Уральского гравитационного супермаксимума // Доклады РАН. Т. 376, №5. 2001. С. 654-657.

34. Иванов К.С., Винничук Н.Н., Волченко Ю.А., Ерохин Ю.В., Ауге Т., Сеппа А. Природа Платиноносного пояса Урала: новые геолого-геофизические данные. Тектоника и геофизика литосферы. Т. 1, Москва, 2002, с.213-216.

35. Иванов К.С., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Природа Платиноносного пояса Урала и его хромит-платинометальных месторождений // Доклады РАН, 2007, т. 417, №3. С. 369-373.

36. Иванов К.С., Иванов С.Н., Ронкин Ю.Л. О некоторых проблемах изучения орогенного гранитоидного магматизма Урала // Ежегодник-1994, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995, с.171-178.

37. Иванов К.С., Шмелев В.Р. К вопросу о природе Платиноносного пояса Урала / Ежегодник ИГиГ-1993, Екатеринбург: УрО РАН, 1994, С.17-20.

38. Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Доклады РАН, 1996, Т.347, № 5. С. 649-652.

39. Иванов О.К. Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Свердловск:УНЦ. 1986, 59 с.

40. Иванов О.К. Концентрически-зональные ультрамафические массивы складчатых областей (на примере Урала). Автореферат дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Л.: Ленинградский Горный институт, 1990. 42 с.

41. **Иванов О.К.** Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: УрГУ, 1997. 488 с.
42. **Иванов О.К.** Платиновое оруденение Нижнетагильского дунитового массива, Урал // Минеральное сырье Урала. 2006. № 5(9). С.90.
43. **Иванов О.К.** Ординарный дунит и неординарная франко-русская научная халтура. Уральский геологический журнал, 2008, № 5 (65), с.56-73.
44. **Иванов О.К., Калеганов Б.А.** Новые данные о К-Аг возрасте ультрамафитов Платиноносного пояса Урала//Доклады РАН, 1993. Т. 328, №6. С.720-724.
45. **Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С., Самаркин Г.И., Семенов И.В., Пумпянский А.И., Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Русин А.И., Краснобаев А.А.** Формирование земной коры Урала. М: Наука, 1986. 248 с.
46. **Ильф (Файнзильберг) Илья Арнольдович, Петров (Катаев) Евгений Петрович.** Золотой теленок. 1927 г. (цитирована глава про «Воронью слободку», которая не могла не стореть..)
47. **История Нижнего Тагила** //http://history.ntagil.ru
48. **Каретин Ю.С., Иванов К.С.** Новые данные о РЗЭ в вулканических формациях района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4//Ежегодник-2000. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2001. С. 31-35.
49. **Кнауф О.В.** U-Pb возраст цирконов из дунит-клинопироксенитовых ядер Кытлымского (Средний Урал) и Гальмознанского (Южная Корякия) зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов. 5 стр. //NATI Research JSC, 2008.
50. **Крылов Иван Андреевич.** Осел и соловей. 1818 г.
51. **Кузовков Г.Н.** Приложение механизма ударно-взрывного процесса к объяснению геологических явлений. Екатеринбург, 1998. Изд-во УГГГА, 376 с.
52. **Левин В.Я.** О возрасте цирконов из дунитов Платиноносного пояса Урала. Уральский геологический журнал, 2006, № 6 (54), с.47-50.
53. **Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л. Лепихина О.П.** Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения, геодинамика. Материалы международной геологической конференции “Чтения А.Н. Заварицкого”. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН, 2006. С. 110-113.
54. **Малахов И.А., Малахова Л.В.** Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Вып. 83. Свердловск, 1970. 166 с.
55. **Мардиросьян А.Н., Золосв К.К., Волченко Ю.А., Новиков И.Н., Медведева Т.Н., Глебова З.М.** “Прогнозно-металлогеническая карта платиноносности Северного, Среднего и Южного Урала масштаба 1:500 000”, отчет по теме за 1988-1992 годы. РГК Уралгеология. УГСЭ. В 6 книгах, текст, графика. Екатеринбург, 1992 ф.
56. **Мкртчян Фрунзик Мушегович.** В кинофильме Г.Данелия «Мимино», 1977.
57. **Молошаг В.П., Хачай О.А., Гараева А.А.** и др. Минералого-геохимические особенности распределения палладий-платиновой минерализации в ду-

нитах (на примере дунитового тела Косьвинского плеча) // Ежегодник-2005 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ, 2006. С.375 – 378.

58. Полтавец Ю.А., Сазонов В.Н, Полтавец З.И., Нечкин Г.С. Закономерности распределения благородных металлов в рудных парагенезисах Волковского габбрового массива (Средний Урал) // Геохимия, 2006, № 2, с.167-190.

59. Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала. Доклады РАН, 2006. Т.409. №.1. С.104-109.

60. Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры. Ханты-Мансийск: «ИздатНаукаСервис», 2008, т.1, т.2.

61. Пушкарев Е.В. Платина Урала. Соросовский образовательный журнал. 2001, № 11, с. 86-93.

62. Пушкин Александр Сергеевич. Из письма П.Вяземскому по поводу окончания трагедии «Борис Годунов», 27 ноября 1825 г.

63. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. Sr-Nd изотопная геохимия и Sm-Nd возраст Платиноносного пояса Урала // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: 1997. С. 300-301.

64. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. Sm-Nd изотопное датирование габбро-норита Кумбинского массива: Платиноносный Пояс Урала // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Санкт-Петербург. 2003. С. 424-427.

65. Рябцев В.К. Птицы Урала, Приуралья и Западной Сибири: справочник – определитель. Екатеринбург: Уральский университет. 2001. 608 с.

66. Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В., Денисова Е.А., Будьер Ф., Бош Д., Пучкова А.В. Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника, 1999. № 2. С.36-60.

67. Савельева Г.Н., Шишкин М.А., Ларионов А.Н., Суслов П.В., Бережная Н.Г. Тектономагматические события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования цирконов из хромитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы международной научной конференции "XII чтения памяти А.Н. Заварицкого". Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2006. С. 160-164.

68. Соболев С.Ф. Акцессорные минералы ультраосновных и основных пород Урала // Акцессорные минералы изверженных пород. М.: Наука, 1968. С.236-248.

69. Тимофеев-Ресовский Н.В. Воспоминания. М.: Вагриус, 2008. 400 с.

70. Товарищ Сухов (Анатолий Б. Кузнецов). В кинофильме В.Мотыля «Белое солнце пустыни», 1969.

71. Ферштатер Г.Б. Дунит-клинопироксенит-габбровая формация Платиноносного пояса Урала – позднеордовикская субплатформенная вулканоплутоновая ассоциация. // Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск: ИГГ, 1989, С. 56-63.

72. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарутти Дж., Монтеро П., Заккарини Ф. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352-370.
73. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. Л.: Наука, 1968. 251 с.
74. Чернышов Н.М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1971. 312 с.
75. Чехов Антон Павлович. Полное собрание сочинений и писем в 20 томах. М.:ОГИЗ, 1944-1951 гг.
76. Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского глубинного разлома (Приполярный сегмент) в свете новых геохимических данных // Литосфера, 2005. №2. С. 41-59.
77. Яковлева Л.П. Южно-Уральский позднепалеозойский фосфоритоносный бассейн: геология, основные типы фосфатопроявлений, их связь с фациями, петрография и геохимия фосфоритов. Автореф... канд. дисс. Екат., 2006. 26 с.
78. Auge Thierry, Genna Entonin, Legendre Legendre, Ivanov K.S., Volchenko Yu. A. Primary Platinum Mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar Ultramafic Complexes, Urals, Russia: A Genetic Model for PGE Concentration in Chromite-Rich Zones/ Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, v. 100, 2005. P. 707-732
79. Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkarev E.V. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia //Terra Nova, V. 3.2001. P. 407-412.
80. Moors E.M. Geotectonic significance of ultramafic rocks // Earth Sci. Rev. 1973. Vol.9. N3. P.249-263.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ УЛЬТРАМАФИТОВ И ХРОМОВЫХ РУД АЛЬПИНОТИПНЫХ МАССИВОВ ГЛАВНОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА УРАЛА*

На основе представительной коллекции ультрамафитов и хромовых руд, а также серии технологических проб по крупнейшим месторождениям Урала Полярного (Центральное, Западное массива Рай-Из) и Южного (Алмаз-Жемчужина, Поисковое Кемпирсайского массива) исследовано распределение и формы нахождения платиновых металлов (ЭПГ) в различных основных типах разрезов мафит-ультрамафитовых массивов Главного офиолитового пояса Урала. Проанализировано около 700 проб ультрамафитов и хромовых руд на все ЭПГ спектрально-химическим и спектрофотометрическим методами, а также выполнено 400 анализов минералов пород, руд и концентратов методами РСМА, 100 анализов минералов ЭПГ в хромовых рудах и концентратах. Выделены два основных предельных типа распределения ЭПГ в хромитоносных разрезах: субхондритовый (близхондритовый) и анхондритовый (нехондритовый). Установлено, что платинометальная минерализация присутствует в связи с хромовыми рудами всех частей разрезов мафит-ультрамафитовых массивов Главного офиолитового пояса Урала. Выявленные в его пределах месторождения и рудопроявления ЭПГ относятся к четырем типам платинометального оруденения (кракинскому, кемпирсайскому, нуралинско-верхнейвинскому, шандашинскому), которые принципиально различаются по геологическим условиям нахождения, геохимической специализации, типам распределения ЭПГ, парагенезисам минералов, масштабам оруденения и россыпеобразующей способности руд. В цементе хромовых руд Кемпирсайского массива (месторождение Алмаз-Жемчужина) и Войкаро-Сыньинского массива (месторождение Кэр-Шор) впервые выявлены флюидосодержащие минералы паргасит-эденитового ряда. Содержание платиновых металлов в хромовых рудах различных типов изменяются от 0,1-0,2 до 1-2 г/т и более. В крупнейших месторождениях юго-восточного рудного поля Кемпирсая, по данным технологического опробования, среднее суммарное содержание ЭПГ составляет 0,5-0,7 г/т. В связи с нахождением значительной части ЭПГ в рудах в виде собственных минералов размером 10-100 мкм, а также доказанной возможностью коллектирования их в никелевые сплавы, представляется возможным рассматривать хромит-платиновые руды Кемпирсая как комплексное сырье, содержащее повышенные, а иногда и высокие количества Os, Ir, Ru. Руды нуралинско-верхнейвинского типа, обладающие весьма скромными параметрами оруденения, тем не менее являются основным коренным источником известных крупных осмиево-иридиевых россыпей Миасского и Невьянского районов на Южном и Среднем Урале соответственно.

*Геология рудных месторождений, 2009. С. 182-200.

ВВЕДЕНИЕ

Благодаря трудам выдающихся исследователей – Н.К. Высоцкого, Л. Дюпарка, А.Н. Заварицкого, А.Г. Бетехтина, А.А. Иванова и многих других, Урал остается эталонным полигоном мирового значения месторождений платиновых металлов в мафит-ультрамафитовых комплексах подвижных поясов. Кроме давно известных типов коренных месторождений платины в дунитах (уральский, нижнетагильский тип), иридия и осмия в дунит-гарцбургитах (перидотитовый, верхневинский тип), палладия в меденосных габбро (габбровый, волковский тип), для Урала характерны разнообразные ЭПГ-содержащие руды хрома, железа, меди, никеля и других металлов, в которых за последние десятилетия нами выявлены новые типы платинометальной минерализации (Волченко и др., 1975, 1998; Волченко, 1986). Положение платиновых металлов в Периодической системе химических элементов определяет специфику их поведения в процессах магматизма и рудообразования (Маракушев и др., 1998).

Собственно гипербазитовые магмы и порождали рудоносные расплавы хромититовых дунитов с подчиненными им флюидными хромититовыми магмами. Они внесли основной вклад в рудоносность офиолитовых формаций. Внедренный из мантийных глубин рудоносный дунит-хромититовый комплекс получил экстенсивное развитие на юге Кемпирсайского массива, возникло крупное месторождение хромита осмиридовой геохимической специализации. Вариации содержания платиновых металлов в хромититах этого типа следующие, мг/т: Os = 290, Ir = 265, Ru = 200, Pt = 60, Pd = 55, Rh = 18. Они отражают общую специфику хромитоносных расплавов в качестве эффективных концентраторов платиновых металлов, так как вмещающие дуниты практически не содержат платиновых металлов (в сумме около 20 мг/т). Однако геохимическая специализация хромититов офиолитовых формаций проявилась в основном только в части тугоплавких ЭПГ (Os, Ir, Ru), доминирующих в этом типе руд над легкоплавкими ЭПГ (Rh, Pd, Pt), и не достигла металлогенического значения. Поэтому офиолитовая формация относилась к хромитоносной, бесперспективной на платиновое оруденение, что на примере Урала отмечено еще в работах А.Н. Заварицкого и А.Г. Бетехтина, противопоставлявших ее платиноносной формации зональных и стратиформных интрузивов. Это объясняется восстановительным режимом и высокими *P*, *T*-параметрами, господствовавшими в первичных магматических очагах офиолитовых формаций. Основной вывод, который следует из выполненной работы, состоит в том, что платиноносность базит-гипербазитовых интрузивов самого различного типа непосредственно не контролируется процессами их дифференциации.

Металлогенически различаются четыре парагенетических типа месторождений, разделяющихся на осмиридовый (1), платиновый (2), палладиево-платиновый (3) и палладиевый (4). Индикаторную геохимическую роль играет распределение между ними родия, который концентрируется в процессах петроге-

незиса и рудообразования, являясь показателем их эволюции и проявляя в этом отношении сходство с палладием (Маракушев и др., 2004). Соответственно офиолитовая формация получила название хромитоносной в отличие от платиноносной формации зональных и стратиформных интрузивов, в которых хромититы металлогенически специализированы на Pt и Pd. Однако А.А. Маракушевым было прослежено совмещение этих двух формаций в офиолитовых поясах в хромитовых рудах их полосчатых комплексов, в которых были выявлены переходные тренды.

Рис. 1. Схема размещения мафит-ультрамафитовых альпиногипных массивов в Главном офиолитовом поясе Урала (Малахов, 1966; Первозчиков, 2000 и др.):

А – перикратонная часть Восточно-Европейской платформы, Б – Восточно-Уральская мегазона. 1 – мафит-ультрамафитовые альпинотипные комплексы; 2 – главный Уральский разлом; 3 – геологические границы мегазон; 4 – крупные аллохтоны на восточном краю Восточно-Европейской платформы.

Альпинотипные массивы (с севера на юг): 1 – Сьгум-Кеу, 2 – Рай-Из, 3 – Войкаро-Сыньинский, 4 – Хосаятский, 5 – Няйский, 6 – Устейский, 7 – Кольский, 8 – Восточно-Тагильский, 9 – Алапаевский, 10 – Первомайский, 11 – Верх-Нейвинский, 12 – Гологорский, 12С – Салатимский, 13 – Пышминский, 14 – Баженовский, 15 – Ключевской, 16 – Муслумовский, 17 – Таловский, 18 – Нуралинский, 19 – Миндякский, 20 – Крака, 21 – Куликовский, 22 – Успеновский, 23 – Варшавский, 24 – Гогинский, 25 – Наследницкий, 26 – Подольский, 27 – Шевченковский, 28 – Халиловский, 29 – Ишкинский, 30 – Хабарнинский, 31 – Аккаргинский, 32 – Буруктальский, 33 – Кемпирсайский, 34 – Аксу. Подчеркнуты номера массивов, рассмотренных в настоящей статье



Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Массив Верх-Нейвинский (разрез г. Мурзинка – г. Перевал) (№ 11)</i>									
21	6-8В-99	Оливиновые клинопироксениты полосчатые	40	30	8	10	70	40	198
22	10В-89	уч. Лешачьи Лога, аподунит-перидотитовые серпентиниты	15	25	5	10	25	15	95
23	12В-89	Уч. Лешачьи Лога, густовкрапленные и сплошные хромовые руды	14	9	5	25	25	45	123
24	15В-89	Уч. р. Соленая, средне-густовкрапленные хромовые руды в дунитах	30	8	5	25	16	40	124
25	18В-89	Уч. Жужинские горы, густовкрапленные хромовые руды в серпентинизированных дунитах	20	10	5	30	36	100	201
26	19В-89	Уч. Жужинские горы, перидотиты серпентинизированные	6	5	5	10	16	20	62
27	20В-89	Уч. Жужинские горы, густовкрапленные и сплошные хромовые руды в деформированных серпентинитах	15	25	10	20	45	50	165
<i>Массив Гологорский (№ 12)</i>									
28	22В-89	Уч. Талицкий, густовкрапленные полосчатые хромовые руды	10	10	5	20	19	55	119
29	24В-89	Уч. Талицкий, густовкрапленные и сплошные хромовые руды	12	15	2	15	25	53	102
<i>Салатимский пояс (№ 12С)</i>									
30	150В-89	Уч. Тохтинский, вкрапленная хромовая руда в гарцбургитах	8	2	5	10	20	12	57
<i>Массив Баженовский (№ 14)</i>									
31	20В-90	Уч. Ново-Окунево, густовкрапленные и сплошные хромовые руды в дунитах	10	18	5	20	20	20	93
32	155В-89	Уч. Ново-Окунево, клинопироксениты с вкрапленностью сульфидов и рудного	10	15	5	10	15	25	80
<i>Массив Ключевской (№ 15)</i>									
33	10В-90	Средне-густовкрапленные хромовые руды в гарцбургитах	12	19	5	20	25	42	123
34	64	Средне-густовкрапленные хромовые руды	30	8	5	20	25	72	160
<i>Массив Таловский (№ 17)</i>									
35	276	Вкрапленные хромовые руды в гарцбургитах	3	4	5	50	38	21	121
<i>Массив Нуралинский (оз. Нуралинское – ручей Шарамбай) (№ 18)</i>									
36	101В-92	Серпентиниты по дунитам с полосами клинопироксенитов	22	25	5	<10	15	15	92
37	102В-92	Ортопироксениты разнo-зернистые рассланцованные	10	15	5	<10	24	54	117
38	103В-92	Дуниты сланцеватые полосчатые серпентинизированные	10	45	5	<10	15	20	102

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
39	105В-92	Р.п. Приозерное, густовкрапленные хромовые руды в гарцбургитах	10	3	5	38	95	46	197
40	106В-92	Рудовмещающие гарцбургиты серпентинизированные	10	50	10	<10	30	35	145
41	107В-92	Дунит-клинопироксенитовый полосчатый комплекс	10	30	<5	<10	20	15	90
42	109В-92	Р.п. Миасскос, средние - густовкрапленные хромовые руды в дунитах	10	12	<5	50	150	33	260
43	110В-92	Дунит-клинопироксенитовый тонко-полосчатый комплекс	10	22	5	<10	15	20	72
44	111В-92	Дунит-клинопироксенитовый тонко-полосчатый комплекс серпентинизированный	23	19	<5	<10	15	20	91
45	112В-92	Гарцбургиты малопироксеновые неяснополосчатые	<10	6	<5	<10	12	12	54
46	113В-92	Гарцбургиты мелко-среднезернистые неяснополосчатые плитчатые	30	8	<5	<10	13	22	86
47	114В-92	Лерцолиты плагиоклазовые неясно-полосчатые	10	7	5	<10	25	16	72
48	115В-92	Дуниты серпентинизированные с акцессорным хромшпинелидом	10	5	<5	<10	14	18	61
49	116В-92	Лерцолиты полосчатые серпентинизированные	<10	10	<5	<10	18	16	67
50	117В-92	Лерцолиты плагиоклазовые полосчатые	10	12	5	24	17	17	85
51	118В-92	Лерцолиты плагиоклазовые полосчатые	<10	13	<5	54	16	12	95
52	119В-92	Лерцолиты плагиоклазовые слабо полосчатые	10	12	<5	30	12	16	83
53	120В-92	Лерцолиты плагиоклазовые слабо полосчатые	20	11	5	<10	17	14	76
54	121В-92	Ортопироксенит-клинопироксенитовый грубо-полосчатый комплекс	<10	12	<5	<10	7	11	53
55	122В-92	Дуниты рассланцованные серпентинизированные с антигортитовой минерализацией	15	23	<5	<10	29	11	91
56	123В-92	Верлит-клинопироксенитовый полосчатый комплекс	18	12	<5	<10	5	16	64
57	124В-92	Дуниты серпентинизированные с полосами клинопироксенита	10	8	<5	10	10	26	68
58	125В-92	Дуниты серпентинизированные мятые и рассланцованные с прожилками хризотила	10	9	<5	<10	10	31	73
59	126В-92	Гарцбургиты малопироксеновые плитчатые и полосчатые	15	8	<5	<10	16	28	80

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
60	127В-92	Дуниты серпентинизированные с повышенной вкрапленностью хромшпинелида	<10	4	<5	<10	23	27	76
61	128В-92	Дуниты серпентинизированные с нормальной и повышенной вкрапленностью хромшпинелида	16	7	<5	<10	22	26	84
<i>Массивы Крака (№ 20)</i>									
62	70В-96	уч. Б. Башарт, хромовые руды средне-густовкрапленные	10	3	5	20	98	55	190
<i>Массив Хабаринский (№ 30)</i>									
63	800В-85	С. 465 гл. 824 м, дуниты серпентинизированные с повышенной вкрапленностью сульфидов	10	10	<5	<10	20	15	70
<i>Массив Аккаргинский (№ 31)</i>									
64	65В-91	Густовкрапленные хромовые руды с вкрапленностью сульфидов	14	90	<5	10	70	19	206
<i>Массив Келтирсайский (№ 33)</i>									
65	103В-86	Уч. Поисковое, гарцбургиты малопироксеновые	80	10	5	10	40	55	200
66	100В-86	Уч. Поисковое, дунит пироксеновый серпентинизированный	50	10	<5	10	55	45	174
67	110В-86	Уч. Поисковое, хромовые руды густовкрапленные и сплошные	9	8	30	200	270	180	697
68	55В-88	Уч. Поисковое, хромовые руды средневкрапленные	12	6	8	150	340	120	636
69	ПТ-1	Уч. Поисковое, рудное тело 1, технологическая проба, хромовые руды средневкрапленные	12	5	5	127	265	78	470
70	ПТ-2	Уч. Поисковое, рудное тело 2, технологическая проба, хромовые руды густовкрапленные				190	270	252	712
71	ПТМ-А	Уч. Алмаз-Жемчужина, густовкрапленные хромовые руды	14	4	5	120	300	129	572

Примечание. Анализы на ЭПГ выполнены химико-спектральным и спектрофотометрическим методами в ИГТ УрО РАН. В скобках – номера массивов (см. рис. 1).

Собранные за последние десятилетия и исследованные различными методами обширные коллекции по мафит-ультрамафитовым массивам крупнейшего офиолитового пояса Южного, Среднего, Северного и отчасти Полярного Урала позволили рассмотреть проблемы его платиноносности в минералого-геохимическом и рудно-формационном аспектах. Прежде всего отметим, что до середины 60-х годов XX в. породы и хромовые руды Главного офиолитового пояса Урала считались неплатиноносными (Бетехтин, 1937, 1954; и др.). Обобщение всех материалов, полученных при выполнении исследований на крупнейших хро-

митоносных массивах Урала (Рай-Изском, Войкаро-Сыньинском, Кемпирсайском и др.), действительно свидетельствует об отсутствии в них собственно платиновых месторождений, но позволяет выделить в их составе четыре типа месторождений и рудопроявлений платиновых металлов, в первую очередь Os, Ir, Ru. Установлено присутствие во всех частях их разрезов платинометальной минерализации тугоплавких ЭПГ, в том числе и в промышленных количествах.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представленные в настоящей статье материалы базируются на результатах анализов проб хромовых руд и ультрамафитов (около 700 анализов), а также 400 анализов сосуществующих минералов пород, руд (концентратов) методами РСМА, и 100 анализов собственных минералов ЭПГ в рудах этими методами (см. рис. 1, табл. 1). Определение платиновых металлов было выполнено в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитики И.И. Неустроева, О.А. Березикова, Ю.П. Любимцева) по методикам: 1) «Химико-спектральный метод определения платины, палладия, родия, иридия, золота в силикатных породах и минералах в оксидных, сульфидных и хромитовых рудах» (МКХА 88-16360-32-2002) и 2) «Спектрофотометрический метод определения массовой доли осмия и рутения в силикатных горных породах, сульфидных и оксидных рудах» (МКХА 16360-12-93), аттестованными в соответствии с ГОСТ Р 8. 563-96 и ГОСТ 8. 010-90 Центром сертификации и метрологии «Сертимет» УрО РАН по третьей и четвертой категориям точности. Определение массовой доли платиновых металлов (Pt, Pd, Rh, Ir) и Au в пробах изучаемых объектов проводилось из зольных концентратов, полученных при химическом концентрировании их из навесок (5-6 г), путем кислотного вскрытия проб, отделения примесных элементов, осаждения на активированный уголь и озоления. Определение массовой доли осмия и рутения проводилось в растворах, полученных после разложения проб сплавлением с пероксидом натрия и отгонки осмия и рутения в виде четырехокисей в раствор органических реактивов (N,N¹ дифениламина и сульфаниловой кислоты), образующих с ними окрашенные комплексные соединения. Для контроля точности выполненных измерений использовались государственные стандартные образцы ГСО № 1703-86 «состава хвостов обогащения (ХО-1)» и ГСО № 1702-86 «состава концентрата сульфидных медно-никелевых руд (КН-1)». Чувствительность указанных методик (г/т): Pt, Ir, Au – 0,01, Pd – 0,003, Rh – 0,005, Os, Ru – 0,01. Внешний контроль осуществлялся в лабораториях Института «ЛЕНМЕХАНОБР» (г. Санкт-Петербург) и Института «Уралмеханобр» (г. Екатеринбург) спектрально-химическим и пробирно-спектральными методами.

В табл. 1 приведены анализы ультрамафитов (дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, клинопироксенитов) и хромовых руд 16 различных массивов Главного офиолитового пояса Урала на все металлы платиновой группы (71 анализ). Суммарное содержание ЭПГ в ультрамафитах изменяется от 45 до 200 мг/т, в сред-

нем по 35 анализам – 88 мг/т. Величина отношения Pt/Pd в ультрамафитах изменяется от 0,3 до 6,5, в среднем – 1,5. Отношение в ультрамафитах суммы тугоплавких ЭПГ к сумме легкоплавких ЭПГ варьирует от 0,9 до 9,0, в среднем – 2,0. Суммарное содержание ЭПГ в хромовых рудах изменяется от 50 до 1000 мг/т и более, в среднем по 36 анализам составляет 291 мг/т. Величина отношения Pt/Pd в хромовых рудах варьирует от 1,0 до 26,0, в среднем – 3,8. Отношение суммы тугоплавких ЭПГ к сумме легкоплавких ЭПГ изменяется от 1,0 до 24,0, в среднем – 7,4. Полученные данные подчеркивают установленное резкое различие в геохимической специализации ультрамафитов и хромовых руд альпинотипных массивов офиолитового пояса Урала в отношении ЭПГ (см. табл. 1).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В УЛЬТРАМАФИТАХ И ХРОМОВЫХ РУДАХ

Впервые сформулированные в начале 80-х годов на основе уральских материалов представления о поливариантном характере распределения ЭПГ в альпинотипных массивах подвижных поясов в последующем получили подтверждение и дальнейшее развитие (Волченко и др., 1998). Исследования платиносности хромовых руд и ультрамафитов ряда комплексов Урало-Монгольского пояса, а также анализ и обобщение опубликованных данных по другим подвижным поясам, позволили нам выделить два основных типа распределения платиновых металлов (см. рис. 2, 3), характеризующие специфику геологического строения и геодинамических условий формирования альпинотипных комплексов подвижных поясов.

Первый, *субхондритовый* (близхондритовый) тип распределения (см. рис. 2) – это с близкими к хондритовым пропорциями ЭПГ, но значительно отклоняющимися от хондритовых абсолютными значениями их содержаний. Он проявлен в массивах, которые на основе известных петрохимических и минералогических критериев могут быть полностью либо частично отнесены к слабодеплетированным мантийным образованиям. С этими массивами связана бедная и специфичная по составу струйчато-вкрапленная и прожилково-шлировая хромовая минерализация с близкими по химизму рудообразующими и акцессорными хромшпинелидами, обогащенными глиноземом, магниезией и железом. Для разрезов этого типа характерна сквозная геохимическая специализация ультрамафитов и хромовых руд, определяемая платиной и тугоплавкими ЭПГ (Os, Ru, Ir). Унаследованный субхондритовый тип распределения ЭПГ описывается полой нормированной (C1) кривой. Коэффициент фракционирования, оцениваемый отношением Pd/Ir для таких разрезов равен 0,3-5,0. Собственные проявления ЭПГ-минерализации тесно связаны с акцессорной вкрапленностью и гнездообразными скоплениями высокоглиноземистых маложелезистых и низкотитанистых хромшпинелидов. В общем виде они характеризуют так называемый перидотитовый тип месторождений ЭПГ, изучавшийся ранее уральскими ис-

следователями, а в последние годы активно исследуемый на примере многочисленных объектов Анадырско-Корякского пояса массивов (Осипенко, Крылов, 2001 и др.). Ассоциация минералов ЭПГ в этом типе представлена рутениридосмином, иридистой и железистой платиной, осмиридом, лауритом, сперритом, а также другими минералами – продуктами преобразования первичных парагенезисов. Состав их отчетливо варьирует по разрезу, однако для всех минеральных видов характерны широкие изменения крупности выделений собственных минералов ЭПГ – от тонких и мелких до крупных. В целом разрезы с субхондритовым распределением ЭПГ промышленно хромитоносны, но иногда сопровождаются ареалами промышленно ценных платинометалльных россыпей.

Второй, *анхондритовый* (нехондритовый) тип распределения ЭПГ (см. рис. 3), фиксирует аномальное уменьшение в отношении легкоплавких ЭПГ (Pt, Pd, Rh) при сохранении субхондритовых пропорций для Os, Ir, Ru. Этот тип распределения характерен для сложно построенных хромитоносных дунит-гарцбургитовых массивов с малопироксеновыми гарцбургитовыми членами, при почти полном отсутствии лерцолитов. Для разрезов такого типа, обладающих признаками сильного деплетирования и флюидизации, типична контрастная специализация ультрамафитов и высокохромистых хромовых руд в отношении ЭПГ. Для ультрамафитов, особенно для гарцбургитов, ведущие ЭПГ – Pt и Pd, количество которых возрастает в породах красного полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса при сохранении в целом дунит-гарцбургитовых пропорций. Степень платиноносности рудообразующих и аксессуарных хромшпинелидов резко различна. Принципиальное изменение и усложнение модели распределения ЭПГ в разрезах такого типа связывается нами с фракционированием ЭПГ в процессе более глубокого деплетирования мантийного вещества с последующим накоплением и отложением их при флюидизации и хромитообразовании. Собственная ЭПГ-минерализация в хромовых рудах представлена тонкими выделениями минералов ряда лаурит – эрликманит, иридосмином, осмиридом, а также сульфидами иридия, меди, и никеля, осарситом и ирарситом, присутствует самородное и медистое серебро. Тренд фракционирования ЭПГ описывается круто возрастающей кривой с близхондритовыми концентрациями Ru, Ir и Os. Коэффициент фракционирования равен 0,01-0,1. В целом для разрезов второго типа, вмещающих крупные и уникальные месторождения высокохромистых хромовых руд, совершенно нехарактерны комплементарные россыпепроявления платиновых металлов.

Графическая оценка соотношения двух выделенных типов распределения ЭПГ, нормированных по хондриту C1 (см. рис. 2, 3), указывает на существенную разницу величин отношений для Pd, Pt, Rh и несущественную (унаследованный характер) для тугоплавких ЭПГ – Os, Ir, Ru. Выявленный более сложный характер распределения ЭПГ в разрезах альпинотипных массивов требует детального минералого-геохимического изучения платиноносности каждого элемента их «стратификации», в процессе которого границы и соотношение субхондритового и анхондритового типов распределения ЭПГ будут уточняться.

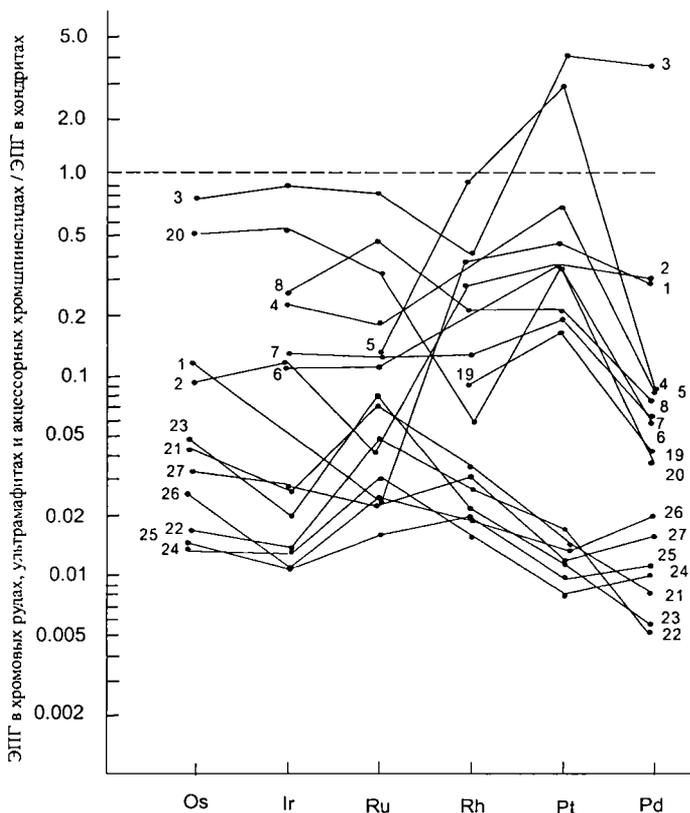


Рис. 2. Нормализованные по хондриту С1 распределения ЭПГ в хромовых рудах, ультрамафитах и аксессуарных хромшпинелидах Урала и других складчатых поясов.

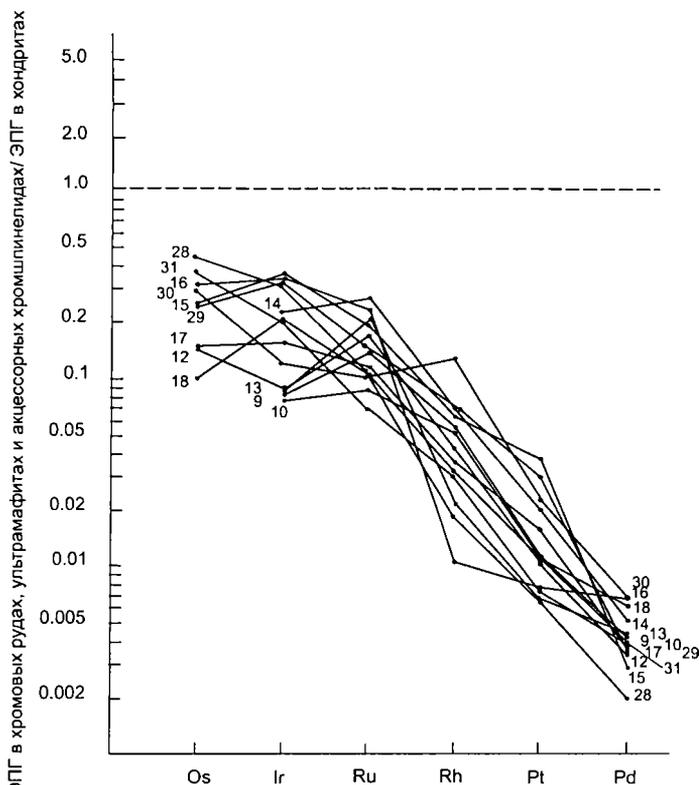
Субхондритовый тип распределения: Урал – 1 – Шандашинское; 2 – Рай-Из; 3 – Южный Крака; 4, 5 – Средний Крака; 6-8 – Нурали; 19 – Тамватней (Корякия); 20 – Думбэрэл (Монголия); 21 – 23 вкрапленные хромовые руды северной части Кемпирсайского массива (рудопроявления Солнечное, Сентябрьское, Савельевское); 24-27 дуниты, энстатитовые дуниты, гарцбургиты, лерцолиты северной части Кемпирсайского массива

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Формирование и преобразование мафит-ультрамафитовых массивов офиолитового пояса в зонах океанического рифтинга и последующая островодужная трансформация предопределили типы распределения ЭПГ, позицию и состав сопряженной хромит-платинометальной минерализации. Впервые установлено, что дуниты Главного офиолитового пояса имеют двойственный характер специализации по ЭПГ. Наряду с дунитами, специализированными в основном на тугоплавкие ЭПГ, имеются дуниты, обогащенные и легкоплавкими ЭПГ (рис. 4). В целом содержание ЭПГ в дунитах составляет около 100 мг/т, при этом доля легкоплавких ЭПГ (Pd, Pt, Rh) достигает 40 – 50% от суммы всех ЭПГ. Аномальные концентрации их характерны для контактовых зон и надрудных сульфидоносных дунитов. Установлено, что платинометальная минерализация присутствует в связи с хромовыми рудами всех частей разрезов мафит-ультрамафитовых массивов. Выделены четыре типа геолого-структурных обстановок и, соответственно, четыре типа сопряженной хромовой и платинометальной минерализации (Золоев и др., 2001; рис. 5, 6).

Рис. 3. Нормализованные по хондриту С1 распределения платиновых металлов в хромовых рудах, ультрамафитах и акцессорных хромшпинелидах Урала и других складчатых поясов.

Анхондритовый тип распределения: 9 – Войкаро-Сыньинский (Полярный Урал), 10 – Гулеман-Соридаг (Турция), 12 – Троодос (Кипр), 13 – Семайл (Оман), 14 – Ду Суд (Новая Каледония), 15 – Вуринос (Греция), 16 – Джосефин (С. Калифорния), 17 – Рай-Из (Полярный Урал), 18 – Наранский (Монголия), 28 – 31 массивы юго-восточной части Кемпирсай (28, 29 месторождение Алмаз-Жемчужина, 30 – месторождение V Геофизическое, 31 – месторождение Поисковое)



I – *кракинский тип* (рис. 5, поле I) – лерцолит-гарцбургитовые (с резко подчиненными дунитами) разрезы массивов с высокоглиноземистыми, высокохромистыми и маложелезистыми хромшпинелидами. Хромовые руды специализированы на тугоплавкие ЭПГ и платину. Минералы ЭПГ присутствуют в виде твердых растворов и интерметаллидов тугоплавких ЭПГ. Содержание ЭПГ в рудах изменяется от 0.2 – 0.3 до 1 – 5 г/т и более (Фоминых, 1970). Ряд убывания платиновых металлов в рудах: Pt, Os, Ru, Ir, Pd, Rh. Для руд кракинского типа характерен слабофракционированный унаследованный субхондритовый тип распределения ЭПГ (рис. 6, кривая I). Представляется, что кракинский тип возникает уже на ранней стадии магматического деплетирования и характерен для слабоистощенных разрезов альпинотипных массивов Главного офиолитового пояса Урала.

II – *кемпирсайский тип* (рис. 5, поле II) – дунит-гарцбургитовые разрезы альпинотипных массивов Главного офиолитового пояса, вмещающие наиболее крупные месторождения высокохромистых, низкоглиноземистых и маложелезистых хромовых руд. Руды специализированы на тугоплавкие ЭПГ – Os, Ir,

Ru. Минералы ЭПГ присутствуют в виде сульфидов, сульфоарсенидов, арсенидов и интерметаллидов тугоплавких ЭПГ (Волченко, Вигоров, 1987; Дистлер и др., 1989, 2003). Суммарные содержания ЭПГ в хромовых рудах 0.2 – 2 г/т. Для рудовмещающих дунит-гарцбургитовых разрезов, сильноистощенных и флюидизированных, распределение ЭПГ описывается сильнофракционированной нормированной кривой анхондритового типа (см. рис. 6, кривая II). Этот тип хромит-платиноидного оруденения сформирован, по-видимому, в астеносферных условиях при участии глубинного высоконагретого восстановленного Na-содержащего метан-водного флюида (Чашухин и др., 1991). Формирование руд Кемпирсайского типа сопровождается сильным контрастным фракционированием ЭПГ и возникновением отчетливых полиэлементных эндогенных ореолов с нарушением первичных соотношений концентраций Cr, Fe, Mn, Ni, а также Pt, Pd, Ag. Для наиболее распространенных густовкрапленных хромовых руд на основе изучения крупнообъемной пробы ПТМ-Алмаз массой 300 кг (месторождение Алмаз-Жемчужина, скважина 109^а, глубина 839-1050 м) впервые для хромовых руд Кемпирсая рассчитаны минералого-геохимические балансы (табл. 2), а также технологические балансы и средние содержания ЭПГ в рудах, по данным многочисленных определений (табл. 3). Тугоплавкие ЭПГ (Os, Ir, Ru), составляющие более 90% от общего количества ЭПГ в исследованных хромовых рудах, на 70-80% заключены в хромшпинелидах, содержащих весьма тонкие (от 1-2 до 50-100 мкм) включения минералов ЭПГ металлов и сульфидов цветных металлов (пентландит, миллерит, хизлевудит, Ni-содержащий пирит). Установленный очень низкий уровень содержания и характер распределения ЭПГ во вторичных минералах хромовых руд (серпентине, тальке, хлорите и др.) свидетельствует о незначительном перераспределении их в процессах пострудного метаморфизма. Количество микронных выделений минералов ЭПГ в рудах преобладает. Балансовые содержания ЭПГ в исследованной крупнообъемной пробе (см. табл. 2) близки к их средним содержаниям в исходном материале хромовых руд по данным многократных прямых определений, а также и к технологическим балансовым средним содержаниям (см. табл. 3). Среднее суммарное ЭПГ металлов в хромовых рудах месторождения Алмаз-Жемчужина составляет 572-662,4 мг/т. Для хромовых руд месторождения Поисквое эти содержания близки и изменяются от 521 до 537 мг/т. Учитывая огромные запасы и прогнозные ресурсы хромовых руд месторождений юго-восточного рудного поля Кемпирсая, ресурсы ЭПГ в них оцениваются нами более чем в 300 т. В выделенных из высокохромистых хромовых руд флотационных, гравитационно-флотационных концентратах, а также и в полированных шлифах из этих руд, выявлены многочисленные тонкие и мелкие зерна минералов ЭПГ, представленных сульфидами, сульфоарсенидами и твердыми растворами тугоплавких ЭПГ с постоянными повышенными примесными количествами железа, никеля, меди (табл. 4). Наиболее распространены минералы ряда лаурит – эрликманит, выявленные нами впервые для альпинотипных массивов Главно-

го офиолитового пояса Урала в хромовых рудах Рай-Изского, Верх-Нейвинского и Кемпирсайского массивов. Широко распространены также иридо-мин и осмирид. Впервые для России в хромовых рудах Кемпирская выявлены минералы ряда ксингшонгита – моносульфиды иридия, меди, железа, никеля, в том числе обогащенные последним.

Установлено, что собственные минералы ЭПГ присутствуют в хромовых рудах в виде моно- и полифазных выделений четырех различных классов крупности: субмикронных (около и менее 1 мкм), тонких (5-20 до 50 мкм), мелких (50-100 до 200 мкм) и средних (200-500 мкм), причем количественно преобладают выделения первых двух классов. Важно отметить, что средние результирующие пропорции ЭПГ (в первую очередь Os, Ir, Ru) для ведущих собственных минеральных форм (см. табл. 4), сквозных для всех классов

крупности, весьма близки к имеющим относительно выдержанный характер пропорциям ЭПГ в хромовых рудах и выделенных из них концентратах: Os:Ir:Ru=(2.0-2.5):(1.2-2.0):1.0. Эти данные, наряду с результатами расчета минералого-геохимических и технологических балансов, позволяют сделать вывод об определяющей роли собственно-минеральных форм нахождения ЭПГ в густовкрапленных хромовых рудах и их концентратах и ставят под сомнение известные представления о ведущей роли неминерально-примесных форм нахождения ЭПГ в хромовых шпинелях и рудах Кемпирсайского типа вообще (Разин, Хоменко 1969; Фоминых, 1970; и др.). Трансформацию практически нехроминосных разрезом со слабодифференцированным распределением ЭПГ в хроминосные с контрастной дифференциацией тугоплавких и легкоплавких ЭПГ, трудно представить без активного участия флюидной фазы, следы кото-

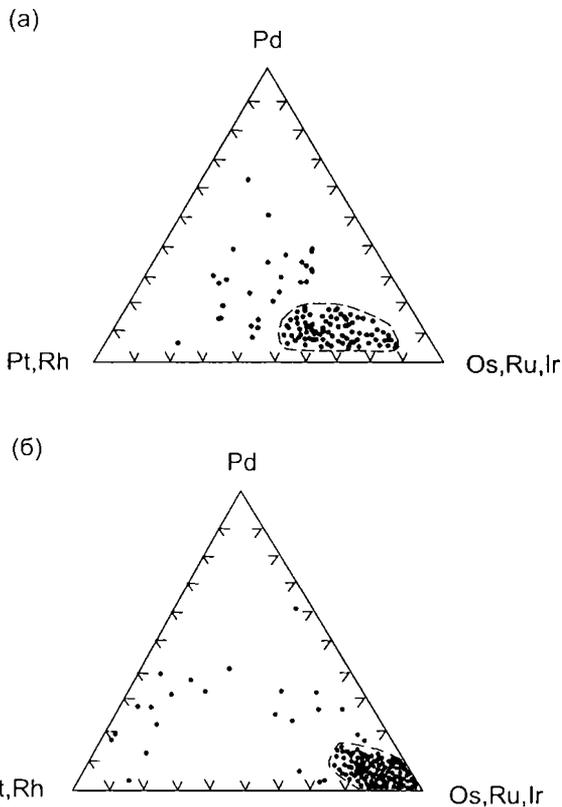
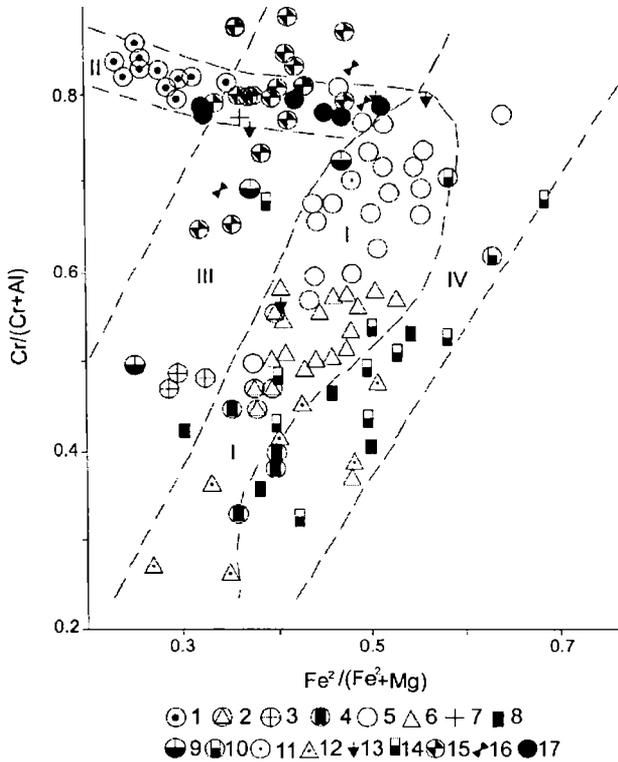


Рис. 4. Диаграммы отношений содержаний ЭПГ в дунитах (а – 116 анализов) и хромовых рудах (б – 234 анализа) в массивах Главного офиолитового пояса Урала

Рис. 5. Типы рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов в хромовых рудах и ультрамафитах альпинотипных массивов Урала на диаграмме $Cr/(Cr+Al) - Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$.



– дунит-верлит-клинопироксеновые разрезы краевого полосчатого комплекса

рой в виде различных флюидосодержащих минералов зафиксированы в цементе высокохромистых руд Кемпирская и Войкара (Волченко, Коротеев, 1990; Вахрушева и др., 1990) в виде – паргасита, эденита, флогопита и других минералов.

Установлена взаимосвязь процессов накопления хрома и тугоплавких ЭПГ в рудах (рис. 7). По мере увеличения густоты вкрапленности и железистости хромшпинелида увеличивается содержание хрома и падает – глинозема. Одновременно с этим возрастает суммарное содержание Os, Ir, Ru (Пучков и др., 1990). Общие содержания ЭПГ в рудах закономерно увеличиваются от 0,1-0,2 г/т в редковкрапленных рудах до 0,5-1,0 г/т в густовкрапленных и сплошных рудах. Максимальные концентрации ЭПГ сосредоточены во фронтальных зонах рудных тел, около внутрирудных дунитов, в участках обогащения вкрапленных хромовых руд паргаситом, эденитом, флогопитом. В бедно-средневкрапленных хромовых рудах массива Рай-Из, по данным исследования двух крупнообъемных технологических проб месторождения Центральное, содержания ЭПГ составляют, мг/т: Pt 12-17, Pd 3, Rh <5, Ir 58-62, Ru 37-82, Os 90-140 (табл. 5, 6). В концентратах флотации из этих руд содержания ЭПГ составляют, в г/т:

Pt 2,98-5,34, Pd 2,44-3,58, Rh 0,90-1,22, Ir 11,36-12,0, Ru 9,1-15,57, Os 16,4-22,57 (см. табл. 5, 6). Из хромовых руд Полярного Урала методом флотации с четырьмя перечистками выделены бедные медно-никелевые сульфидные продукты, содержащие в сумме до 50 г/т ЭПГ, сквозное извлечение ЭПГ при этом 10%.

Из хромовых руд Южного Урала (Кемпирсайское рудное поле) получен концентрат основной флотации, содержащий в сумме 5 г/т ЭПГ при выходе 2,6% и извлечении 15-26%.

Двукратная перечистка концентрата повышает содержание ЭПГ в нем до 12 г/т, выход концентрата 0,5%, извлечение 10-16%. Из шламовых хвостов кемпирсайских руд на ДОФ-1 получен концентрат, содержащий более 5 г/т ЭПГ при выходе 1,5% и извлечении их около 20%. Нарботанные нами концентраты основной флотации в количестве 5 кг были переданы в институт «ГИПРОНИКЕЛЬ» (Санкт-Петербург) для металлургической оценки. Выполнены плавки флотационного концентрата на чистый карбонильный никель, не содержащий примесей ЭПГ. В результате получен никелевый сплав, содержащий платиновые металлы с извлечением около 90%. Сквозное извлечение ЭПГ в никелевый сплав около 16%. Полученные сплавы, высоколегированные ЭПГ, предлагается использовать в качестве присадок при производстве спецсплавов для удаления поровых газов и структурных дефектов в них для повышения надежности изделий на предприятиях оборонной промышленности.

Развиваемая модель флюидно-метасоматического происхождения платинометалльно-хромовых руд Кемпирсайского типа (Чашухин и др., 1991) предполагает трансформацию в низах океанической литосферы практически нехроми-тоносных реститогенных дунит-гарцбургитовых серий со слабодифференцированным субхондритовым типом распределения ЭПГ под воздействием восхо-

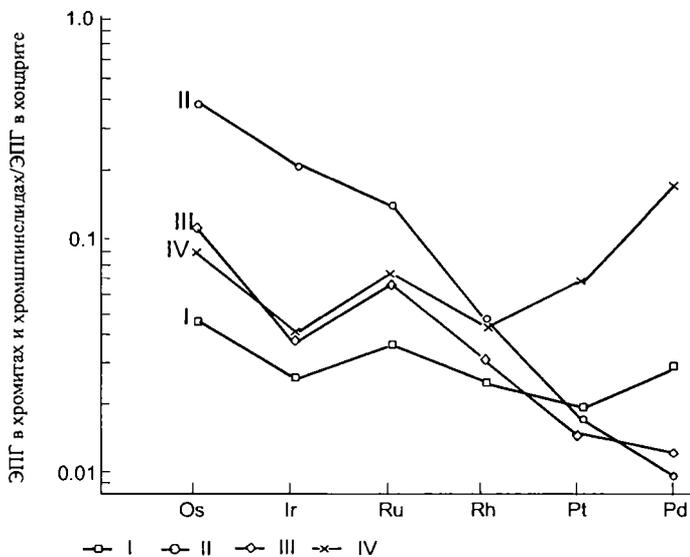


Рис. 6. Нормированные по хондриту C1 кривые распределения ЭПГ в хромит-платинометалльных рудах альпийно-типовых массивов Урала:

I — кракинский тип — 78 анализов, II — кемпирсайский тип — 450 анализов, III — нуралинско-верхнейвинский тип — 24 анализа, IV — шандашинский тип — 45 анализов

**Распределение ЭПГ в густовкрапленных хромовых рудах
кемпирсайского типа проба «ПТМ-Алмаз»**

№пп	Содержание минералов в руде, мас.%	Содержание, мг/т					
		Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
1	74.3	<u>434.5</u>	<u>172.5</u>	<u>83.3</u>	<u>12.6</u>	<u>19.0</u>	<u>7.7</u>
		322.8	133.7	66.9	9.4	14.1	5.7
2	14.0	<u>50.5</u>	<u>24.0</u>	<u>89.0</u>	<u>3.0</u>	<u>4.0</u>	<u>15.5</u>
		7.1	3.4	12.5	0.4	0.6	2.2
3	5.4	-	-	-	-	-	-
4	2.3	<u>120.0</u>	<u>65.0</u>	<u>70.0</u>	<u>9.0</u>	<u>3.0</u>	<u>14.5</u>
		2.8	1.5	1.6	0.21	0.07	0.33
5	1.6	<u>96.0</u>	-	<u>92.0</u>	<u>3.0</u>	<u>4.0</u>	<u>10.0</u>
		1.5	-	1.5	0.05	0.06	0.16
6	1.6	-	-	-	-	-	-
7	0.6	<u>29.0</u>	<u>127.0</u>	<u>61.3</u>	<u>2.0</u>	<u>200.0</u>	<u>21.0</u>
		0.17	0.8	0.37	0.01	1.2	0.13
8	0.07	<u>29500</u>	<u>31000</u>	<u>27000</u>	<u>3600</u>	<u>9500</u>	<u>900</u>
		20.7	21.7	18.9	2.5	6.7	0.6
9	0.10	-	-	-	-	-	-
10	100.0	355.1	161.1	101.8	12.6	22.7	9.1

Примечание. Обогащенные фракции минералов: 1 – хромшпинелида, 2 – серпентина, 3 – оливина, 4 – талька, 5 – хлорита, 6 – брусита, 7 – амфибола ряда тремолит-паргасит, 8 – сульфидный концентрат (в пересчете на 100% сульфидов), 9 – прочие акцессорные минералы; 10 – густовкрапленная хромовая руда (приближенные балансовые содержания).

В числителе – содержание элемента в обогащенной фракции минерала, в знаменателе – доля элемента, приходящаяся на минерал, с учетом его количества в исследованной исходной руде. Анализы на ЭПГ выполнены химико-спектральным и спектрофотометрическим методами в ИГГ УрО РАН

дящих потоков нагретых восстановленных флюидов. В общем виде специфика распределения ЭПГ в рудах Кемпирсайского типа хорошо согласуется с усложнением модели их фракционирования и накопления в процессах последовательного деплетирования, флюидизации и при определяющем влиянии этих факторов в формировании обогащенных тугоплавкими ЭПГ высокохромистых хромовых руд.

III – *нуралинско-верхнейвинский тип* (рис. 5, поле III), характеризует периферические гарцбургитовые и дунитовые разрезы зон перехода к краевым полосчатым дунит-клинопироксенитовым и дунит-троктолитовым сериям со среднехромистыми, железистыми низкотитанистыми рудообразующими и акцессорными хромшпинелидами. Для этих разрезов, находящихся под непосредственным влиянием краевого полосчатого комплекса, характерен отчетливо, а

**Содержание ЭПГ в высокохромистых
хромовых рудах Кемпирсая, мг/т**

№ пп	Количество анализов	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
1	8	$\frac{300}{158-424}$	$\frac{120}{45-170}$	$\frac{129}{71-250}$	$\frac{5}{1-10}$	$\frac{14}{6-27}$	$\frac{4}{1-10}$
2	6	355,1	161,1	101,8	12,6	22,7	9,1
3	6	370,0	180,0	120,0	10,0	5,0	2,0

Примечание. 1 – густовкрапленная хромовая руда, проба «ПТМ-Алмаз»; содержание, по данным прямых определений в параллелях, в числителе – X, в знаменателе: от-до; 2 – густовкрапленная хромовая руда приближенные балансовые содержания, по данным минералого-геохимического баланса; 3 – густовкрапленная хромовая руда, приближенные балансовые содержания, по данным технологического баланса. Анализы на ЭПГ выполнены химико-спектральным и спектрофотометрическим методами в ИГТ УрО РАН.

иногда и контрастно фракционированный анхондритовый тип распределения ЭПГ (рис. 6, кривая III). Специализация хромит-платинометалльных руд определяется тугоплавкими ЭПГ и платиной при следующем ряде их убывания: Ru, Os, Ir, Pt, Pd, Rh. Нуралинско-верхнейвинский тип хромит-платинометалльных руд обладает геохимическими чертами ранних ассоциаций и одновременно содержит следы поздней трансформации альпинотипных массивов офиолитового пояса (Золоев и др., 2001). Минералы ЭПГ в хромовых рудах этого типа (табл. 7, 8) представлены сульфидами, интерметаллидами и твердыми растворами платиновых металлов. Содержания ЭПГ в рудах этого типа изменяются от 0,5 – 2 до 5-10 г/т и более, однако масштабы оруденения обычно небольшие, руды очень сильнометаморфизованные и обладают большой россыпеобразующей способностью (Дмитренко и др., 1992; Grieco et al., 2000; Золоев и др., 2001). Оруденение нуралинско-верхнейвинского типа, по-видимому, является коренным источником известных крупных платинометалльных россыпей Миасского и Невьянского районов на Южном и Среднем Урале.

IV – *шандашинский тип* (рис 5, поле IV). Полигенные по своей природе дунит-верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровые серии слагают краевые зоны многих альпинотипных массивов Главного офиолитового пояса Урала. С ними связаны многочисленные проявления хромовых, сульфидных (Ni и Cu) и платинометалльных руд. Однако в целом металлогения краевых полосчатых серий изучена недостаточно. В результате исследований, проведенных нами на многих мафит-ультрамафитовых массивах, установлена специализация краевых полосчатых серий на платиновые металлы. Она определяется прежде всего платиной и палладием, однако в локальных проявлениях хромовых и сульфидных руд картина усложняется, поскольку наряду с ними здесь в соизмеримых

**Состав минералов ЭПГ в высокохромистых хромовых рудах
кемпирсайского типа, мас. %**

№ пп	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Cu	Ni	Fe	S	As	?
1	12,9	3,8	40,5	3,0	-	0,4	-	0,4	1,1	37,0	2,5	101,6
2	13,1	3,4	41,0	3,3	0,1	0,4	0,1	0,1	0,5	35,6	2,6	100,2
3	19,1	3,1	37,8	3,2	0,3	0,3	0,1	0,1	0,3	34,3	3,6	102,2
4	20,3	4,9	36,0	2,4	-	-	0,3	0,9	1,6	31,0	1,9	99,3
5	53,8	9,0	5,9	0,5	0,6	0,2	0,4	1,3	1,5	27,0	0,9	101,1
6	49,4	38,3	4,4	-	0,6	-	0,7	0,5	0,2	-	-	94,1
7	40,2	38,4	3,5	0,5	1,6	0,2	0,8	0,2	1,8	-	-	87,2
8	45,1	15,0	5,2	0,7	0,3	0,2	0,4	9,8	5,0	-	-	81,7
9	38,2	55,2	1,9	-	1,3	-	1,0	0,4	0,2	-	-	98,2
10	30,7	56,0	-	-	2,7	-	0,9	0,4	0,3	-	-	91,0
11	0,2	56,0	0,2	4,9	0,1	0,3	9,6	1,1	2,0	21,0	-	95,4
12	0,1	40,0	0,2	0,3	0,5	0,2	5,9	19,0	6,3	29,0	-	101,5
13	39,7	2,3	17,1	-	0,1	-	0,2	0,5	0,2	10,5	29,6	100,2
14	14,0	43,0	5,5	1,7	0,6	-	0,9	0,4	0,2	10,0	25,8	102,4

Примечание. 1, 2 – лаурит; 3, 4 – лаурит осмиевый; 5 – эрликманит; 6- 8 – иридоосмин; 9, 10 – осмирид; 11 – ксингшонгит (сульфид иридия и меди), 12 – ксингшонгит (сульфид иридия и никеля); 13 – осарсит; 14 – ирарсит. Состав минералов ЭПГ изучен на рентгеновском микроанализаторе «JXA-5» в ИГГ УрО АН СССР (аналитик Л.К. Воронина). «-» элемент не обнаружен.

количества присутствуют и другие ЭПГ, а также золото и серебро. Тем не менее палладий является надежным ключевым элементом при формационном расчленении дунит-верлит-клинопироксенитовых серий подвижных поясов. Присутствуя постоянно в повышенных количествах наряду с платиной в поздней ферроклинопироксенит-габброноритовой серии, он практически отсутствует в наиболее широко представленной ранней полосчатой дунит-тылаитовой серии зональных комплексов. Это подтверждается результатами изучения многочисленных платинопроявлений, выявленных нами в краевой дунит-клинопироксенит-троктолитовой серии Кемпирсайского массива. Эти платинопроявления расположены в его западной краевой части (район р. Шандаша) и сопряжены с известными хромитопроявлениями Шандашинской и Степнинской групп. Рудные тела представлены будинированными, иногда рассланцованными, маломощными (0,5 – 1 до 2 м) линзами густовкрапленных высокоглиноземистых повышенной железистости хромовых руд, окаймленных дунитами с пятнисто-струйчатым распределением вкрапленного хромшпинелида. Рудообразующий хромшпинелид содержит, мас. %: Cr_2O_3 32-35, FeO 17-21, Al_2O_3 31-36, TiO_2 0,24-0,4. Оливин-ортопироксеновый цемент их полностью преобразован и замещен клинохлором с примесью гидрограната. В цементе руд, реже в краевых частях зерен, присутствуют тонкие и мелкие включения сульфидов железа, никеля, меди: пентландит, медистый пентлан-

Результаты флотации ЭПГ из бедновкрапленных хромовых руд пробы 1
месторождения Центральное массива Рай-Из

№ пп	Продукты обогащения	Содержание, г/г								Cr ₂ O ₃ , мас. %
		Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru			
1	Концентрат флотации	2,98	2,44	1,22	11,36	16,4	15,57			11,80
2	Промпродукт IV перечистки	0,11	0,10	0,105	0,70	1,30	0,71			13,68
3	Промпродукт III перечистки	0,03	0,031	0,03	0,35	0,54	0,23			16,87
4	Промпродукт II перечистки	0,036	0,007	0,007	0,10	0,35	0,24			18,14
5	Промпродукт I перечистки	0,017	0,006	0,005	0,11	0,25	0,13			19,04
6	Концентрат основной флотации	0,041	0,026	0,003	0,23	0,46	0,27			17,94
7	Хвосты основной флотации	0,01	0,002	0,001	0,053	0,122	0,071			28,99
8	Исходный продукт	0,012	0,003	0,003	0,062	0,140	0,082			28,40

Примечание. Регулятор флотации – CuSO₄, 150; ГМФ, 150; NH₄F, 300. Анализы выполнены химико-спектральным и спектрофотометрическим методами в ИГГ УрО РАН.

дит, миллерит, пирит и др. Содержание ЭПГ в рудах в сумме составляет от 0,1-0,2 до 1-2 г/т. Во флотационных концентратах из руд, содержащих 0,4 мас. % Ni и 0,1 мас. % Cu, оно возрастает до 5-7 г/т и более. Относительная распространенность ЭПГ представлена рядом Pd – Pt – Ru – Os – Ir – Rh. Минералы ЭПГ установлены в полированных шлифах и флотационных концентратах, где они присутствуют в виде очень мелких (от 10-50 до 100 мкм) свободных зерен и находящихся в сростках с сульфидами цветных металлов. Наиболее распространены минералы платины и палладия (табл. 9), представленные соединениями с мышьяком, сурьмой и серой – сперрилит, стибнопалладинит и др. Для них характерен широкий спектр элементов-примесей: Cu, Ni, Fe, Pb, Bi, Ir, Os. Более редкий, но характерный минерал руд – палладийсодержащее самородное серебро. В миллерите продуктивного парагенезиса также установлены небольшие примесные количества палладия и серебра.

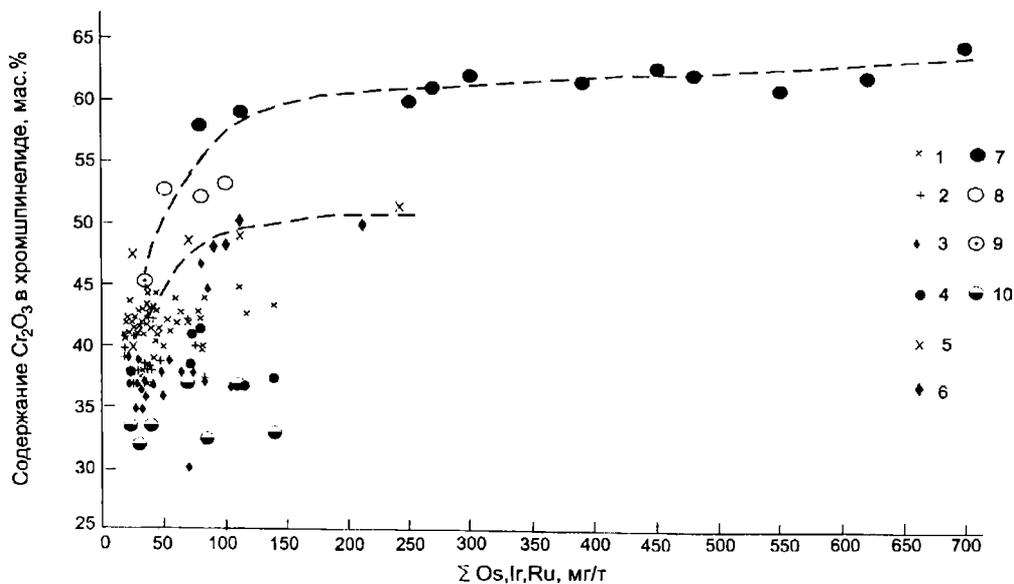


Рис. 7. Корреляция составов хромшпинелидов и суммы содержаний Os, Ir, Ru в обогащенных фракциях хромшпинелидов из хромовых руд и ультрамафитов Кемпирсайского массива:

1-6 – северная часть Кемпирсайского массива: 1-4 – западная и центральная зоны: 1 – гарцбургиты, 2 – дуниты пироксеновые, 3 – дуниты беспироксеновые, 4 – хромовые руды (месторождения Солнечное, Сентябрьское, Савельевское, Придорожное); 5, 6 – восточная зона: 5 – гарцбургиты и пироксеновые дуниты, 6 – дуниты беспироксеновые; 7-9 – Главное рудное поле: 7 – руды, 8 – гарцбургиты, 9 – дуниты; 10 – хромовые руды западного краевого дунит-троктолитового комплекса

Месторождения всех четырех рассмотренных типов платинометального оруденения, встреченные в мафит-ультрамафитовых массивах Главного офиолитового пояса Урала, полигенны и полихронны по своей природе, но очень часто сопряжены с образованиями краевых полосчатых серий. Большинство современных исследователей разделяют взгляды А.Н. Заварицкого и А.А. Иванова (1944). Однако одни связывают формирование полосчатых дунит-верлит-клинопироксенитовых разрезов с метаморфогенно-метасоматическими процессами преобразования ультрамафитов под воздействием габбро; другие – считают дунит-верлит-клинопироксенитовые полосчатые серии продуктами дифференциации вещества в процессе реститизации и кристаллизации комплементарно возникающих и взаимодействующих между собой магматических расплавов (Савельева, 1987).

В последнее время хромитовые руды шандашинского типа, обогащенные палладием и платиной, выявлены в альпинотипном ультрамафитовом массиве Краубат офиолитового пояса в восточных Альпах (Thalhammer et al., 2001).

Результаты флотации ЭПГ из бедновкрапленных хромовых руд пробы 2
месторождения Центральное массива Рай-Из

№пп	Продукты обогащения	Содержание, г/т								Cr ₂ O ₃ , мас. %
		Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru			
1	Концентрат флотации	5,34	3,58	0,90	12,0	22,57	9,10			10,02
2	Промпродукт V перечистки	0,53	0,38	0,26	2,35	1,82	1,02			12,04
3	Промпродукт IV перечистки	0,033	0,10	0,10	0,87	0,31	0,26			13,42
4	Промпродукт III перечистки	0,029	0,035	0,035	0,25	0,28	0,14			15,76
5	Промпродукт II перечистки	0,02	0,011	0,017	0,21	0,24	0,16			17,99
6	Промпродукт I перечистки	0,01	0,008	0,002	0,025	0,17	0,13			14,42
7	Концентрат основной флотации	0,036	0,036	0,003	0,27	0,29	0,19			15,53
8	Хвосты основной флотации	0,016	0,001	0,002	0,043	0,074	0,026			25,92
9	Исходный продукт	0,017	0,003	0,005	0,058	0,09	0,037			25,23

Примечание. Регулятор флотации – CuSO₄, 150; ГМФ, 150; NH₄F, 300. Анализы выполнены химико-спектральным и спектро-фотометрическим методами в ИГГ Уро РАН.

Состав минералов ЭПГ в хромовых рудах нуралинско-верх-нейвинского типа, рудопроявление Приозерное, мас. %

№пп	Os	Ru	Ir	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	S	As	Сумма
1	15,7	37,8	6,1	4,9	не обн.	не обн.	1,9	1,0	не обн.	34,5	не обн.	101,9
2	28,0	30,1	6,4	3,3	0,3	>>	0,9	0,6	>>	32,5	0,5	102,6
3	30,2	30,0	7,1	3,5	0,6	>>	2,0	0,9	>>	26,6	0,6	101,5
4	30,4	32,6	4,3	3,6	0,3	>>	2,0	0,7	>>	28,6	0,4	102,9
5	31,4	28,4	7,3	2,8	не обн.	>>	0,6	0,4	>>	30,1	0,8	101,8
6	32,9	25,0	6,9	2,7	0,3	>>	1,7	0,3	>>	28,0	1,0	98,8
7	37,7	27,0	6,6	2,8	не обн.	>>	1,0	0,5	>>	25,6	0,3	101,5
8	48,5	18,0	4,9	1,9	0,4	>>	0,8	0,9	>>	25,1	1,2	101,7
9	24,6	32,0	7,0	3,3	0,5	>>	6,3	11,6	>>	14,9	0,7	100,9
10	33,0	29,9	6,8	4,7	1,1	>>	11,3	1,5	>>	12,5	0,9	101,7
11	38,9	37,7	10,0	4,1	0,7	>>	5,5	0,8	>>	не обн.	не обн.	97,7
12	41,0	34,3	9,0	3,6	не обн.	>>	6,1	0,6	>>	>>	>>	94,6
13	39,4	32,5	5,4	3,1	>>	>>	4,5	4,9	>>	>>	>>	89,8
14	39,7	28,2	8,9	3,1	0,9	>>	7,6	5,7	>>	>>	>>	94,1

Примечание. 1 – лаурит; 2-4 – лаурит осмиевый; 5-8 – эрликманит рутениевый; 9, 10 – метасульфиды рутения, осмия, иридия; 11-14 – многокомпонентные твердые растворы системы Ru – Os – Ir – Fe – Ni. Анализы выполнены на приборе «JXA-5» в ИИГ УрО РАН (аналитик Воронина Л.К.).

Таким образом, основной тренд распределения ЭПГ в мафит-ультрамафитовых массивах Главного офиолитового пояса Урала заключается в закономерной эволюции от слабофракционированного субхондритового распределения в типе I (*кракинском*) до отчетливо и сильнофракционированного анхондритового распределения в типах II и III (*кемпирсайском* и *нуралинско-верхнейвинском*) и предельно контрастно фракционированного в типе IV (*шандашинском*). Анализ всех материалов по платиноносности альпинотипных мафит-ультрамафитовых массивов Главного офиолитового пояса Урала свидетельствует о более сложной картине фракционирования благородных металлов в этих образованиях. В процессе эволюции массивов и их трансформации в надсубдукционных обстановках степень фракционирования ЭПГ нарастает, в системе появляются золото и серебро, которые входят в единую парагенетическую ассоциацию благородных металлов. Возникновение крупномасштабного Ru – Ir – Os оруденения связано с наиболее ранней историей формирования мафит-ультрамафитовых массивов офиолитового пояса. Общая оценка условий хромит-платиноидного рудообразования в дунитах лерцолит-гарцбургитовых разрезов и дунит-гарцбургитовых разрезов кемпирсайского типа свидетельствует о восстановленном характере рудообразующих флюидов при трансформации ультрамафитов на субокеанической стадии их эволюции. Состав рудообразующих флюидов при формировании глиноземистых руд совершенно иной: значение fugitivности кислорода в платиносодержащих глиноземистых хромититах и вмещающих ультрамафитах на порядки выше, чем в высокохромистых рудах, что говорит о существенно углекислом составе рудообразующего флюида (Чашухин и др., 1996; Чашухин, Вотяков, 2006).

Предложенные нами типы платинометального оруденения в Главном офиолитовом поясе Урала приведены в фундаментальных геологических монографиях по платине России (Додин и др., 2000) с указанием на возможность выделения кракинського, кемпирсайского, нуралинско-верхнейвинского и шандашинского типов в качестве основных подтипов платинометальных месторождений в хромитоносных офиолитовых поясах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе обобщения исследований, проведенных по мафит-ультрамафитовым массивам Главного офиолитового пояса Урала, а также анализа опубликованных отечественных и зарубежных данных по другим офиолитовым поясам мира нами выделены два главных типа распределения в них ЭПГ, характеризующих специфику геологического строения и геодинамических условий их формирования: субхондритовый (близхондритовый) и анхондритовый (нехондритовый) типы.

Впервые установлено, что дуниты мафит-ультрамафитовых массивов Главного офиолитового пояса Урала имеют двойственный характер специализации

**Парагенезисы минералов платиновых металлов
в различных типах хромит-платинометалльных руд
альпинотипных комплексов Урала**

Типы руд	Кракинский (иридиево-осмиево-рутениево-платиновый)	Кемпирсайский (рутениево-иридиево-осмиевый)	Нуралинско-Верхнейвинский (платино-иридиево-рутениево-осмиевый)	Шандашинский (платино-палладиевый с серебром и золотом)
Главные минералы ЭПГ	(Ru,Os,Fe) (Ru,Os,Ir,Rh) S_2 (Ir,Rh,Pt,Ru)AsS (Ru,Os,Ir,Ni,Fe) (Pt,Fe,Ni,Cu) (Pt,Fe)	(Ru,Os,Rh)(S,As) $_2$ (Os,Ru,Ir)(S,As) $_2$ (Os,Ir,Ru) (Ir,Os,Ru)	(Ru,Os,Ir) S_2 (Os,Ru,Ir,Rh) S_2 (Ru,Os,Ir,Fe,Ni) (Os,Ir) (Ir,Os)	Pt $_3$ Fe (Pt,Fe,Ru,Ni) (Pt,Fe,Rh,Ir)(As,S) $_2$ (Pd,Ni,Cu) $_5$ (Sb,S) $_2$ (Fe,Pt)
Второстепенные и редкие минералы ЭПГ	(Ir,Fe) (Pt,Pd,Fe) PtAs $_2$ (Pt,Ir)(Fe,Ni,Cu) S_2	(Ir, Cu, Ni) S (Ir, Ni, Cu) S (Os,Ru,Ir)AsS (Ru,Os,Ir)AsS (Ir,Os,Ru)AsS (Rh,Ir,Ru)AsS	IrAsS Pt $_3$ Fe (Ir,Fe) (Rh,Fe) PtAs $_2$ RhAsS	(Pt,Pd)S (Os,Ru,Fe) Ag(Fe,Pd) Fe,Ni(Pt,Pd,Ru) Cu,Ni(Pt,Pd,Ru)

по ЭПГ. Наряду с дунитами, специализированными в основном на тугоплавкие ЭПГ (Os, Ir, Ru), имеются дуниты, обогащенные и легкоплавкими ЭПГ (Pt, Pd, Rh). Установлено, что платинометалльная минерализация присутствует в связи с хромовыми рудами всех основных частей разрезов мафит-ультрамафитовых массивов Главного офиолитового пояса Урала.

Выявленные месторождения и проявления ЭПГ включают четыре основных типа платинометалльного оруденения: *кракинский*, *кемпирсайский*, *нуралинско-верхнейвинский*, *шандашинский*, которые принципиально различаются по геологическим условиям нахождения, геохимической специализации, типам распределения ЭПГ, минеральным парагенезисам, масштабам оруденения и россыпеобразующей способности. Наиболее ранний и высокотемпературный тип (*кракинский*) характерен для слабодеплетированных лерцолит-гарцбургитовых разрезов с высокоглиноземистыми и высокохромистыми хромшпинелидами. Специализирован на Pt, Os, Ir, Ru с субхондритовым слабофракционированным типом их распределения. Минералы ЭПГ представлены твердыми растворами, сульфидами и интерметаллидами тугоплавких ЭПГ, сформированными в восстановительных высокотемпературных условиях. Более поздние и относительно более низкотемпературные типы (*кемпирсайский*, *нуралинско-верхнейвинский*) характерны для дунит-гарцбургитовых разрезов с высокохромистыми, малоглиноземистыми и маложелезистыми хромовыми рудами с анхондритовым распределением ЭПГ, специализированными на Os, Ru, Ir с минералами в виде сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов, сформированными в условиях интенсивной флюидной проработки под воздействием восстановленных натрийсодержащих ме-

Состав минералов благородных металлов во вкрапленных хромовых рудах
полосчатой дунит-троктолитовой серии Кемпирсайского массива
(шандашинский тип, рудопроявления Шандашинское, Степнинское), мас. %

№пп	Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ag	Fe	Cu	Ni	Pb	Bi	S	As	Sb	Сумма
1	52,0	0,26	0,9	1,9	1,8	-	0,2	0,15	0,1	0,45	-	1,7	39,1	-	98,6
2	49,5	0,2	1,5	2,6	0,3	-	1,6	0,05	0,1	0,25	-	2,7	38,2	-	97,0
3	0,7	58,8	-	-	-	0,35	3,2	3,9	4,8	0,2	0,7	3,4	-	22,1	98,2
4	1,6	54,6	-	-	-	0,3	3,4	4,1	5,0	0,2	0,6	3,6	-	20,6	94,0
5	-	0,12	-	-	-	95,5	0,1	-	-	-	-	-	-	-	95,7
6	-	0,15	-	-	-	97,2	0,29	0,07	-	-	-	-	-	-	97,7

Примечание. 1, 2 – сперрилит; 3, 4 – стибипалладиит; 5, 6 – самородное серебро. Анализы выполнены на приборе “УХА-5” в ИГГ УрО РАН (аналитик – Воронина Л.К.).

тан-водных флюидов. Впервые в цементе высокохромистых хромовых руд Кемпирсая (месторождение Алмаз-Жемчужина) и Войкара (месторождение Кэр-Шор) установлено широкое развитие щелочных роговых обманок ряда паргасит – эденит, что подтверждает участие водно-щелочного флюида в процессах хромит-платинометального рудообразования. Максимальные концентрации ЭПГ приурочены к фронтальным зонам рудных тел, к участкам обогащения хромовых руд паргаситом, эденитом, флогопитом и другими флюидосодержащими минералами. Установлена взаимосвязь процессов накопления хрома и тугоплавких ЭПГ (Os, Ir, Ru) в рудах. Палладий является надежным ключевым элементом при формационном расчленении полосчатых дунит-клинопироксенитовых серий подвижных поясов.

Основной тренд распределения ЭПГ в мафит-ультрамафитовых массивах Главного офиолитового пояса Урала заключается в закономерной эволюции от слабофракционированного субхондритового распределения в *кракитском* типе до отчетливо и сильнофракционированного анхондритового распределения в *кемпирсайском* и *нуралинско-верхнейвинском* типах, и предельно контрастно фракционированного в *шандашинском* типе руд. Наиболее продуктивными в отношении платинометальной составляющей являются хромовые руды кем-

пирсайского и нуралинско-верхнейвинского типов, при этом россыпеобразующая способность последних является максимальной.

Благодарности

Работа выполнена в рамках Программы ОНЗ РАН № 2 «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья» и при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 08-05-00019).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бетехтин А.Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив и генезис хромистого железняка вообще. Хромиты СССР, М – Л: Изд-во. АН СССР 1937. Т.1. С. 7-156.

Бетехтин А.Г. Коренные месторождения платины на Урале. Минералогия Урала. М.: Изд-во. АН СССР, 1954. Т. 1. С. 29-45.

Вахрушева Н.В., Алимов В.Ю., Гмыра В.Г. Состав амфиболов в хромитоносных гипербазитах Войкаро-Сыньинского массива // Ежегодник-1990. Свердловск, 1991. С. 92-94.

Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала // Петрология и рудообразование. Свердловск, 1986. С. 56-63.

Волченко Ю.А., Вигоров Б.Л. Первая находка аксессуарных минералов платиновых металлов в хромитах Кемпирсая // Ежегодник-1986. Свердловск, 1987. С. 70-71.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Типы распределения платиноидов в альпинотипных комплексах складчатых поясов // Всесоюзн. совещ. “Геохимия и критерии рудоносности базитов и гипербазитов складчатых областей”. Иркутск, 1990. С. 17-21.

Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Новые и перспективные типы платинометального оруденения Урала // “Геология и металлогения Урала”. Екатеринбург, 1998. Кн.1. С. 238-255.

Волченко Ю.А., Нечехин В.М., Радыгин А.И. и др. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224 № 1. С. 182-185.

Дистлер В.В., Крячко В.В., Юдовская М.А. Условия образования металлов платиновой группы в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология руд. месторождений. 2003.Т. 45. № 1, С.37-65.

Дистлер В.В., Волченко Ю.А., Крячко В.В. и др. Минералы платиновых металлов в хромититах Кемпирсайского массива, Южный Урал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 113-117.

Дмитренко Г.Г., Горячева Е.М., Савельева Г.Н. Минералы платиноидов в хро-

- митах массива Нурали (Южный Урал) // Докл. РАН. 1992. Т. 324, № 2. С. 403-406.
- Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич В.А.* Платинометальные месторождения России // СПб. Наука, 2000.
- Золов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др.* Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала // Екатеринбург. 2001.
- Иванов А.А.* Месторождения осмистого иридия // Тр. Горно-геологического института УФАИ СССР. Свердловск, 1944. Вып. 6.
- Малахов И.А.* Петрохимия ультрабазитов Урала // Тр. института геологии УФАИ АН СССР. Свердловск, 1966. Вып. 79.
- Маракушев А.А., Панях Н.А., Русинов В.Л. и др.* Петрологические модели формирования рудных месторождений – гигантов // Геология рудных месторождений. 1998 Т. 40. № 3. С. 236-255.
- Маракушев А.А., Панях Н.А., Горбачев Н.С. и др.* Минералого-геохимическая специфика гигантских месторождений хрома и платиновых металлов и проблема глубинности их мантийных источников // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 137-159.
- Осипенко А.Б., Крылов К.А.* Петрологические и геохимические особенности базит-гипербазитовых массивов офиолитового типа (альпинотипных) // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 138-231.
- Перевозчиков Б.В.* Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала // Пермь, 2000.
- Пучков В.Н., Перевозчиков Б.В., Волченко Ю.А. и др.* Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из. // Свердловск, УрО АН СССР. 1990.
- Разин Л.В., Хоменко Г.А.* Особенности накопления осмия, рутения и остальных металлов группы платины в хромшпинелидах платиноносных дунитов. // Геохимия. 1969. № 6, С. 659-672.
- Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987.
- Савельева Г.Н., Шишкин М.А., Ларионов А.Н. и др.* Тектономагматические события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования цирконов из хромитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург, 2006. С. 160-164.
- Фоминых В.Г.* Некоторые закономерности распределения металлов группы платины в ультрабазитах Урала // Ежегодник-1969. Свердловск, 1970. С. 150-154.
- Чащухин И.С., Вотяков С.Л.* Типы деплетирования альпинотипных ультрамафитов: следствия из данных окситермобарометрии // Ежегодник-2005. Екатеринбург, 2006. С. 193-195.
- Чащухин И.С., Волченко Ю.А., Самсонов Г.П.* Флюидно-метасоматическая модель генезиса хромитовых руд в альпинотипных гипербазитах на примере Кемпирсайского массива // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск, 1991. С. 173-174.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г. и др. ЯГР – спектроскопия хром-шпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург: Наука, 1996.

Grieco G., Ferrario A., Diella V. et al. The CR-PGES mineralization of the Nuralimassif, Southern Urals, Russia // Постколлизийная эволюция подвижных поясов: Тез. докл. Междунар. науч. конф.-и (VI чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург, 2001. С. 60 – 62.

Thalhammer O.A.R., Malitch K.N., Knauf V.V et al. Distinct PGM assemblages and PGE concentrations in two different chromitites from the Kraubath Ultramafic massif, Eastern Alps, Austria: genetic implications // Mineral Deposits at the Beginning of the 21 Century. 2001. P. 681 – 684.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ ГУСЕВОГОРСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО КОМПЛЕКСА И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ*

Изучением этих своеобразных пород в массивах главного мафит-ультрамафитового пояса Урала в разное время и с различной степенью детальности занимались многие исследователи: [Дюпарк и др., 1902], [Высоцкий, 1913], [Зава-рицкий, 1932], [Решитько, 1959, 1962], [Морковкина (1967)], и многие другие. Все эти авторы для описания лейкократовых жильных пород Гусевогорского комплекса использовали обобщающий, на наш взгляд, спорный термин «плагио-оклазиты», выделяя среди последних по составу и в порядке возрастной последовательности (от более древних к более молодым) роговообманковые, моно-минеральные и кварцевые разновидности.

Однако мы не ставили своей целью попытаться увязать и систематизировать все материалы предыдущих исследователей. На исключительно благоприятном природном объекте, каковым представляются Гусевы горы с их огромными карьерами, мы попытались выяснить особенности условий формирования, типичные черты минералогии и химического состава, а также характер изменений лейкократовых жильных пород, которые являются типичными и абсолютно преобладающими типами жильных образований Гусевогорского комплекса. С этой целью нами были детально изучены все серии жильных пород, вскрытые карьерами и скважинами в пределах Главной, Северной и Западной залежей Гусевогорского комплекса.

Установлено, что основная масса «плагиоклазитовых» жил сконцентрирована в восточной и центральной его частях, фиксируя собой мощную протягивающуюся с ЮВ на СЗ зону мелкой интенсивной трещиноватости пород, которая, вероятно, соответствует скрытому разлому глубинного заложения. Вне этого поля к ЮЗ-З и СВ-В отмечаются лишь единичные жилы, серии жил, фиксирующие мелкие оперяющие зонки дробления. В пределах зоны трещиноватости жилы «плагиоклазитов» выполняют системы разноориентированных сочленяющихся трещин, среди которых абсолютно преобладающими являются следующие две (рис. 1): а) система трещин СЗ и субмеридионального простирания $315-355^\circ$ с крутым падением на ЮЗ-З и СВ-В под углами $70-90^\circ$; б) система трещин СЗ и субширотного простирания $290-300^\circ$ с пологим и крутым падением на СВ под углами $30-70^\circ$. К первой системе трещин приурочено абсолютное большинство мелких, средних и крупных жил мощностью $10-40-100$ см, в единичных случаях $2-4$ м; ко второй – апофизы этих жил и даек в виде многочисленных мелких жил и прожилков мощностью от $0,5-1$ см до $3-5-10$ в единичных случаях 20 см. Мно-

*Вестник Уральского Минералогического общества. Екатеринбург, 2010. С.

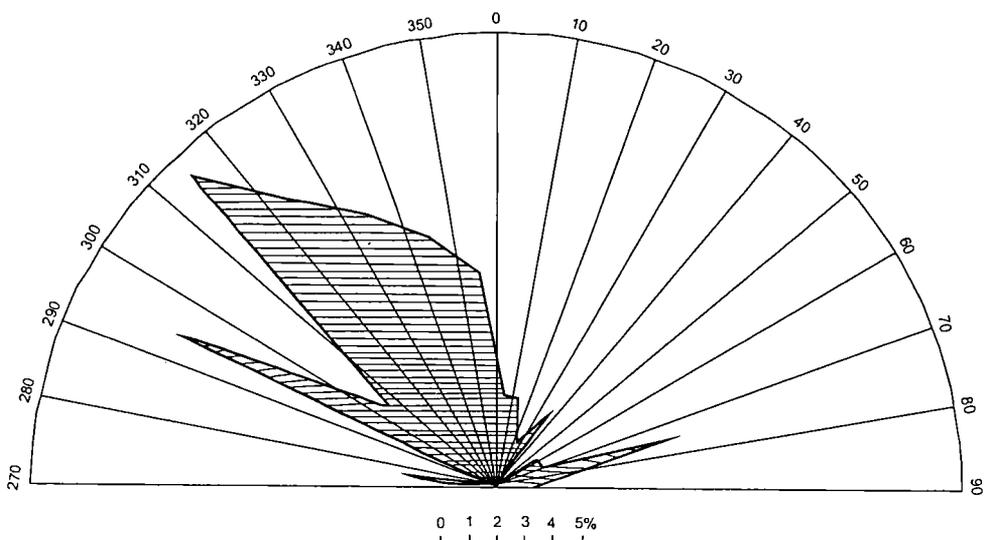


Рис. 1. Роза-диаграмма распределения азимутов простираения жильных пород.
 Карьер Главной залежи Гусевогорского титаномагнетитового месторождения (63 замера)

гократно проявленная по обеим системам постжильная тектоника усложнила общую картину, часто создавая ложную видимость разновозрастных жильных образований близкого или одинакового состава. Степень тектонической раздробленности пород внутри жильного поля неодинакова. В целом степень насыщенности массива жильными образованиями падает с СВ-В на ЮЗ-З (рис. 2).

Термин «плаггиоклазит» впервые введен Виола в 1892 г. [Дана, 1937] для обозначения обогащенной плаггиоклазом фации габбро. Н.К. Высоцкий, первым использовавший этот термин при описании жильных пород Качканарского и Гусевогорского комплексов, называл плаггиоклазитами анхимономинеральные плаггиоклазовые аплиты семейства габбро-диоритов, содержащие средний, а изредка и основной плаггиоклаз. Позднее, как уже упоминалось, без какой-либо дополнительной аргументации, объем этого термина был расширен настолько, что к плаггиоклазитам стали относить все лейкократовые жильные породы Гусевогорского комплекса. Новые данные об иной формационной принадлежности этих образований и аналогичные результаты, полученные ранее А.А. Ефимовым для Кытлымского массива [Ефимов и др., 1967]; делают применение этого термина для характеристики лейкократовых жильных пород массивов Платиноносного пояса Урала вообще мало оправданным.

Учитывая все это, мы постарались при описании жильных пород использовать конкретную номенклатуру, основанную в первую очередь на особенностях минерального и химического состава и структурно-текстурных особенностях

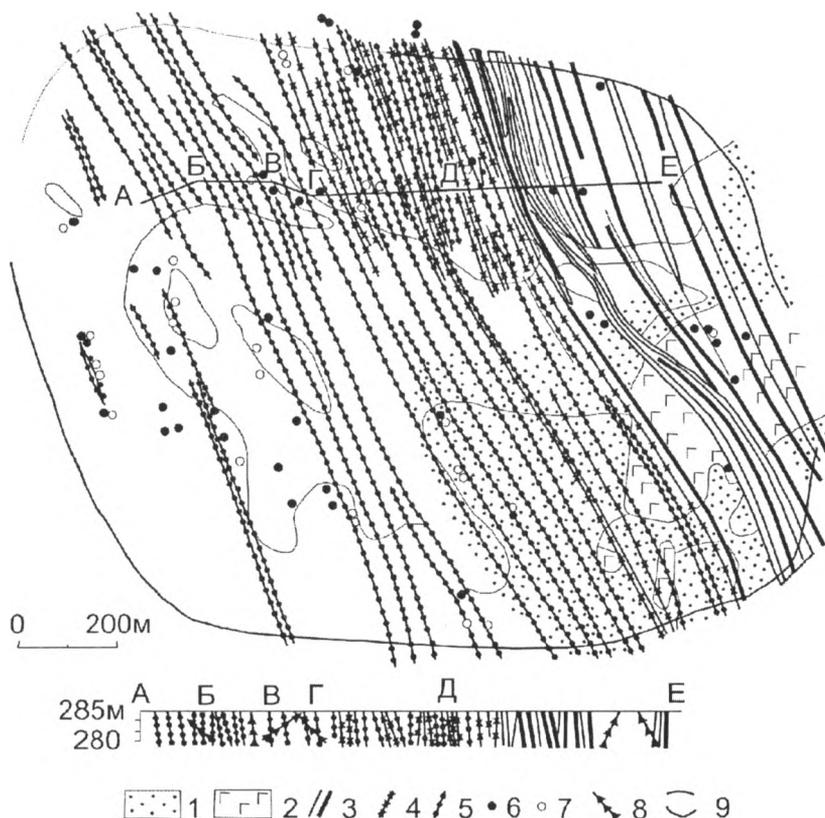


Рис. 2. Схематическая геологическая карта карьера Главной залежи Гусевогорского титаномагнетитового месторождения.

Составлена Ю.А. Волченко (с учетом данных В.А. Макарова, В.Г. Фоминых и геологической службы Качканарского ГОКа):

1 – амфиболизированные клинопироксениты; 2 – габброизированные клинопироксениты; 3 – серии маломощных сближенных жил андезинитов; 4 – серии маломощных сближенных жил олигоклазитов; 5 – жилы и дайки плагиоаплитов и плагиопегматитов; 6 – участки с интенсивно проявленной сульфидизацией; 7 – участки с интенсивно проявленной серпентинизацией и амфиболизацией; 8 – зоны дробления пород; 9 – проектные контуры карьера Главной залежи

жильных пород. Разделение на группы проведено нами на основе состава плагиоклазов и количества кварца, то есть по главным породообразующим минералам. Поскольку, как выяснилось, весь клинопироксен и значительная часть роговой обманки являются продуктами контаминации, количество темноцветных минералов не имело существенного значения при этом разделении. Бескварцевые жильные породы, состоящие почти исключительно (90% и более) из

**Валовый химический состав лейкокатовых жильных пород
Гусевогорского габбро-ферроклинопиксенитового комплекса, мас. %**

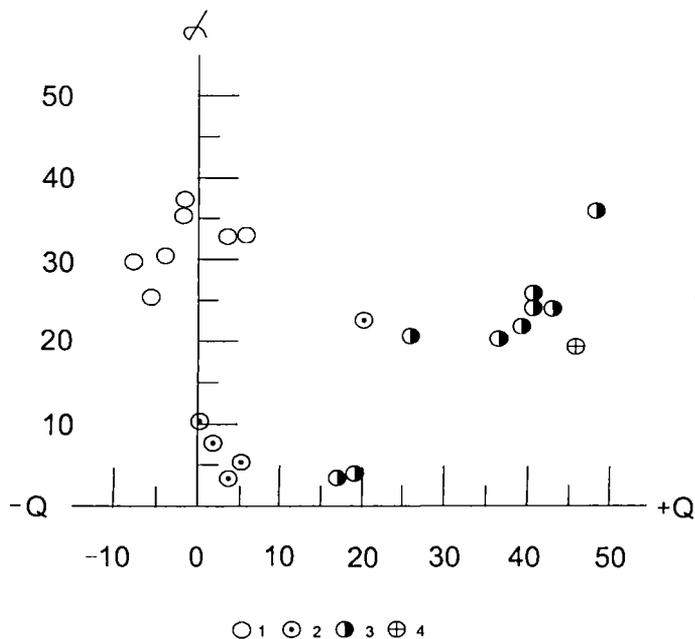
№ пп	№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Ni	Co	S	F	H ₂ O*	ппп	Сумма
1	5182	60,59	0,15	20,68	н/о	2,33	0,01	6,21	2,55	6,13	0,40	0,01	н/о	н/о	0,01	0,04	0,43	0,65	99,71
2	5187	59,67	0,06	22,62	0,30	1,14	0,01	6,65	0,73	6,82	0,23	сл.	сл.	сл.	0,02	0,02	1,36	1,39	99,62
3	5189	56,04	0,15	21,88	1,00	1,38	0,02	7,64	3,05	5,76	0,48	0,02	н/о	сл.	0,01	0,02	0,33	1,71	99,73
4	5191	56,88	0,20	22,77	0,19	2,05	0,02	6,21	1,68	7,00	0,60	0,016	н/о	н/о	0,01	сл.	2,10	1,84	99,45
5	5194	56,69	0,10	23,04	0,34	2,41	0,02	7,00	1,64	6,46	0,40	0,01	н/о	н/о	0,01	0,03	н/о	1,28	99,34
6	5185	59,49	0,10	23,63	0,02	0,56	0,01	5,69	0,72	7,18	0,32	сл.	н/о	н/о	0,01	0,01	0,06	1,69	99,41
7	5193	57,18	0,10	23,60	0,38	0,42	0,01	5,12	1,04	7,96	0,50	0,01	н/о	0,001	0,01	0,01	3,41	3,43	99,75
8	5197	65,00	0,07	20,10	0,20	0,73	0,01	1,37	0,88	9,30	0,73	0,01	сл.	сл.	0,01	0,01	0,60	0,60	99,05
9	5202	64,14	0,15	20,81	сл.	1,54	0,02	2,11	0,16	9,23	0,99	сл.	н/о	н/о	0,01	сл.	0,39	0,39	99,82
10	5221	67,02	0,10	18,99	0,58	0,70	0,03	0,66	0,32	10,06	0,19	0,02	н/о	сл.	0,01	0,01	0,33	0,33	99,15
11	5203	70,30	0,05	17,42	0,42	0,85	0,02	3,33	0,32	6,00	0,56	сл.	н/о	н/о	0,01	0,03	0,30	0,30	99,57
12	5204	66,96	0,15	18,98	0,79	0,53	0,02	1,12	0,08	9,82	0,28	0,02	н/о	сл.	0,02	0,02	0,23	0,23	99,00
13	5201	75,16	0,10	14,38	0,09	1,13	0,02	2,99	0,40	4,99	0,18	0,02	н/о	сл.	0,01	0,04	0,21	0,39	99,85
14	5205	74,61	0,07	14,59	0,25	0,86	0,02	2,80	0,46	5,34	0,25	0,01	сл.	0,001	0,01	0,01	0,37	0,37	99,63
15	5207	75,48	0,10	13,82	сл.	1,00	0,03	2,88	0,54	4,78	0,25	0,03	н/о	0,002	0,09	сл.	0,40	0,41	99,32
16	5220	74,83	0,09	14,67	сл.	1,02	0,01	3,21	0,30	4,88	0,16	0,02	сл.	сл.	0,01	0,06	0,17	0,22	99,14
17	5223	69,98	0,05	17,33	0,50	0,63	0,01	3,05	0,68	6,06	0,50	сл.	н/о	сл.	0,01	сл.	0,42	0,48	99,27
18	5224	74,06	0,10	14,84	0,02	1,27	0,02	2,55	0,32	5,46	0,36	0,02	н/о	0,001	0,01	сл.	0,65	0,68	99,70
19	5226	71,16	сл.	16,56	0,06	0,63	0,01	0,83	0,72	7,62	1,06	0,02	н/о	0,001	0,01	0,01	0,66	0,68	99,95
20	5227	71,08	0,05	15,85	0,27	1,27	0,02	1,11	0,24	8,74	0,46	0,02	н/о	н/о	0,02	0,01	0,40	0,48	99,59
21	5228	74,60	0,10	14,84	н/о	1,27	0,01	3,32	0,35	4,75	0,11	сл.	сл.	сл.	0,02	0,01	0,30	0,36	99,71
22	5222	77,70	0,10	12,69	0,12	1,03	0,02	2,23	0,40	4,87	0,13	0,02	сл.	н/о	0,01	сл.	0,20	0,30	99,61
23	5229	83,04	0,10	9,19	0,06	0,99	0,02	1,99	0,24	3,22	сл.	0,03	н/о	сл.	0,01	сл.	0,16	0,20	99,08

Примечание: н/о – не обнаружено, сл. – меньше чувствительности. V_2O_5 не обнаружен во всех пробах. 5182 – андезитит амфиболовый (5% амфибола) массивный, со слабо намечающейся полосчатостью, катаклазированный, олигоклазированный и слабо окварцованный; 5187 – амфиболсодержащий андезитит разнотернистый (в основном среднетернистый), массивный (у зальбандов полосчатый), катаклазированный и очень слабо окварцованный, с прожилками свежего олигоклаза и цеолитами; 5189 – амфиболсодержащий андезитит разнотернистый (в основном среднетернистый), слабо амфибитизированный и цеолитизированный; 5191 – амфиболсодержащий андезитит мелкозернистый, массивный, сильно катаклазированный, олигоклазированный и альбитизированный с цеолитами; 5194 – амфиболсодержащий андезитит мелкозернистый, массивный, сильно катаклазированный и альбитизированный с олигитами; 5185 – мономинеральный андезитит мелкозернистый, массивный, сильно катаклазированный и альбитизированный, у зальбандов слабо амфибитизированный; 5193 – мономинеральный андезитит мелкозернистый, массивный (у зальбандов полосчатый), катаклазированный, у зальбандов слабо амфибитизированный; 5193 – мономинеральный андезитит разнотернистый (в основном среднетернистый), массивный (у зальбандов полосчатый), слабо катаклазированный, сильно цеолитизированный и слабоальбитизированный; 5197 – амфиболсодержащий олигоклазит разнотернистый (чаще мелко-среднетернистый), массивной структуры и участковой полосчатой текстуры, очень сильно катаклазированный, участками милонитизированный, с единичными зернами (пятнами) рудного; 5202 – амфиболсодержащий олигоклазит разнотернистый (в основном мелко-среднетернистый), массивный, сильно катаклазированный, возможно, что плагиоклаз – альбит-олигоклаз; 5221 – амфиболитизированные олигоклазиты разнотернистые (в основной массе мелко-среднетернистые), массивные, с участками неясно-полосчатой текстуры и вкрапленностью рудного; 5203 – олигоклазит мономинеральный, разнотернистый (в основном мелко-среднетернистый), массивный, сильно катаклазированный и секущийся эпидотитовыми прожилками; 5204 – олигоклазит мономинеральный мелко-среднетернистый, массивный, сильно катаклазированный и секущийся эпидотитовыми прожилками; 5201 – лейкоплагиоаллит мелко-полосчатый, очень сильно катаклазированный и на отдельных участках жилы милонитизированный; 5205 – лейкоплагиоаллит мелкозернистый, неясно-полосчатый и очень сильно милонитизированный, эпидотизированный и секущийся эпидотитовыми прожилками; 5207 – лейкоплагиоаллит мелкозернистый (в основной массе мелко-среднетернистые, неясно-полосчатые, плитчатые, сильно катаклазированный, эпидотизированный, с вкрапленностью рудного; 5220 – лейкоплагиоаллиты мелкозернистые, неясно-полосчатые, плитчатые, сильно катаклазированные, с вкрапленностью рудного; 5223 – лейкоплагиоаллиты мелко-среднетернистые, массивные, неизмененные; 5224 – лейкоплагиоаллиты мелкозернистые, массивные, слабо катаклазированные, отмечается вкрапленность рудного; 5226 – лейкоплагиоаллиты среднетернистые, массивные, катаклазированные, с лейкоплагиоаллитами мелкозернистые, массивные, катаклазированные, с пойкиловоротками кварца и альбита в олигоклазе с рудным; 5228 – лейкоплагиоаллиты мелкозернистые, массивные, участками ближе к зальбандам грубополосчатые (пятнистые), катаклазированные, с рудным; 5222 – плагиопегматиты (олигоклаз-пегматит) катаклазированные и милонитизированные, только возле зальбандов кварц и кварц-эпидотитовые прожилки и по отдельным направлениям внутри жилы; 5229 – плагиопегматит, прилегающий по составу к кварц-плагиоклазовой жиле со следами катаклаза, самые поздние эпидотитовые и кварц-эпидотитовые прожилки.

андезина с небольшим количеством (1-2 до 5%) темноцветных минералов, отнесены нами к андезинитам. Так же бескварцевые породы, состоящие почти целиком (95-100%) из олигоклаза, с незначительным (1-5%) количеством темноцветных минералов отнесены нами к олигоклазитам. Жильные породы, отнесенные к плагиоаплитам и плагиопегматитам, охватываются этими терминами в общепринятом для них смысле, с той лишь особенностью, что плагиопегматиты Гусевых гор содержат, как правило, значительное количество кварца в виде вкрапленности и графических выделений.

Детальное изучение «плагиоклазитов» Гусевогорского массива позволило выделить целый ряд разновидностей, которые в зависимости от состава и времени образования объединяются в три группы в порядке их возрастной последовательности (от древних к молодым): андезиниты; олигоклазиты; плагиоаплиты и плагиопегматиты. «Плагиоклазиты» этих различных групп имеют свое вполне определенное положение в пространстве, что отражает последовательное смещение тектонической активности зоны дробления и трещиноватости с В на З с замыканием ее в западной части (рис. 2). Плагиоаплиты и плагиопегматиты являются наиболее молодой группой жильных пород Гусевогорского комплекса. Будучи абсолютно преобладающим типом жильных пород, в западной части жильного поля, плагиоаплиты сравнительно часто встречаются и в средней его части.

Наряду с этим в отдельных случаях у крупных жил плагиоаплитов наблюдались апофизы, где на расстоянии 1м осуществлялся переход от плагиоаплитов к мономинеральным олигоклазитам. Они слагают либо жильные серии, состоящие из 3-6 жил и прожилков мощностью от 5-10см до 1м, в единичных случаях до 2-4м, отстоя-



стоящие из 3-6 жил и прожилков мощностью от 5-10см до 1м, в единичных случаях до 2-4м, отстоя-

Рис. 3. Химический состав основных типов жильных пород Гусевогорского мафит-ультрамафитового массива, нанесенный на диаграмму в координатах Q-б:

1 – Андезиниты; 2 – олигоклазиты; 3 – плагиоаплиты; 4 – плагиопегматиты

щих друг от друга на 0,5-1 до 2-5м, либо отдельные изолированно расположенные жилы, приуроченные к крупным трещинам и зонам дробления. Второй тип залегания является более характерным для самой западной части жильного поля, для него характерна повышенная частота встречаемости именно крупных жил мощностью более 1 м.

Так, в западной части поля, в слабо раздробленном блоке на расстоянии 50-60 м были встречены 5 мощных (2,5-3,5м) одиночных жил, находящихся на расстоянии 10-15м друг от друга. Пегматоидно-блоковые обособления содержат единичные пятна мелко-среднезернистых плагиоаплитов и кварцевые «ядра» размером 5×10см, сложенные беловато-серым и серым полупрозрачным кварцем. Переходы от плагиоаплитов к пегматоидно-блоковым обособлениям постепенные, но отчетливые. Кварц и олигоклаз в виде взаимопрорастающего крупно-гигантозернистого агрегата; отмечаются блоки олигоклаза размером 5×5см. Структура агрегата пегматитовая, пегматоидная, редко – типичная графическая.

Плагиопегматиты слагают единичные жилы небольшой (10-30см) мощности в западной части жильного поля. В качестве примера опишем одну из таких жил, залегающую в крупнозернистых рудных клинопироксенитах. Жила изменчивой мощности (15-25 см), СЗ (320°) простирания с крутым (70°) падением на СВ. Имеет две субпараллельные апофизы мощностью 5-10см. Строение жилы участково-зональное. Лежащий и висячий бока (по 5см) сложены мелко-тонкозернистыми плагиоаплитами. Центральная часть жилы (около 10 см), связанная с зальбандами постепенными, но отчетливыми переходами, состоит из кварц-олигоклазового пегматоида и блоковых выделений олигоклаза. Кварц здесь иногда образует обособления размером до 3×5-10см. Зональность жилы часто нарушается; жила становится асимметричной, со смещением пегматоидно-блоковой зоны в сторону висячего бока, где мощность аплита в этом случае уменьшается с 5-7см до исчезновения. Приконтактовые образования во вмещающих породах широко проявились в образовании узкой каемки черного и темно-серого цвета, состоящей соответственно из обыкновенной роговой обманки и актинолита. Помимо этих давно известных и широко распространенных экзоконтактовых изменений, следует отметить редко встречающееся в зальбандах жил плагиоаплитов и плагиопегматитов скарнирование, которое является для Гусевогорского комплекса новым типом околожильных изменений. Скарнирование проявляется в новообразованиях необычно окрашенного (розовые и сиреневые цвета) диопсида [Волченко, 1971] и гидрограната, которые образуют локальные маломощные каймы и тонкие прожилки, развиваясь за счет первичных минералов пироксенитов и слагая, как правило, внутреннюю часть реакционных кайм. Гранат, встреченный нами во внутренней краевой части зон скарнирования, образует густую сыпь мелких (0,1-2мм) зерен либо тонкие (до 1-2мм) короткие и пятнообразные скопления. Цвет граната светло-коричневый, по данным приближенного химического анализа относится к гидрогроссуляру.

Кварц-плагиоклазовые жилы встречаются так же редко, как и плагиопегматиты, образуя маломощные (1-10см) жилки, залегающие в крупнозернистых безрудных оливиновых клинопироксенитах, иногда секущие по системе косых трещин СЗ (300°) простираения и крутого СВ падения крупные жилы плагиоаплитов. По составу и характеру внутреннего строения эти жилы напоминают плагиопегматиты, отличаясь от них незначительным развитием аплитовых оторочек, большей «пятнистостью», неоднородностью пегматоидно-блоковой зоны, значительно большим количеством кварца. Структура породы аналогична таковой у плагиопегматитов.

Вторичные изменения в плагиоаплитах, пегматит-аплитах, плагиопегматитах и кварц-плагиоклазовых жилах проявлены сильно, подобно таковым в олигоклазитах. Наиболее широко и сильно проявлены процессы катаклаза и милонитизации, захватывающие приконтактные части жил, но иногда распространяющиеся на всю жилу, что приводит к образованию неясно-полосчатых, полосчатых и сланцеватых тектонитов. Породы при этом приобретают цементную и милонитовую структуры, с более или менее проявленным бластезом.

Именно с участками сильного дробления и истирания жил пространственно тесно связаны другие процессы вторичного изменения, как, например, обогащение этих участков актинолитом и магнетитом, которые либо беспорядочно рассеяны, либо сконцентрированы в тонкие полоски шириной от 0,1 до 1 мм. Количество магнетита здесь колеблется от 0,2-0,5% до 1-3%. Совместно с актинолитом и магнетитом развивается и эпидот. Сеть тонких (меньше 1мм) полосок-прожилков эпидота и актинолита часто подчеркивает полосчатость. На участках интенсивной милонитизации отмечаются тонкие (0,1мм) эпидот-альбитовые прожилки, секущие и порфирукласты, и бластированный цемент. В случае сильного бластеза возникают круглые зерна кварца, которые корродируют первичный олигоклаз

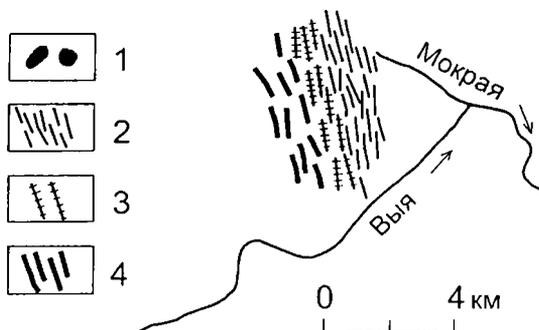
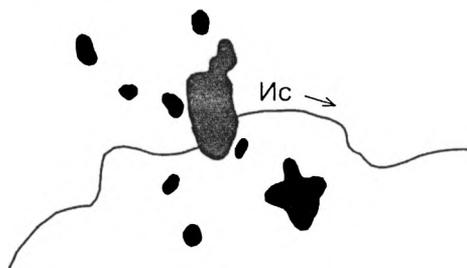


Рис. 4. Схематический план Гусевгорского жильного поля. Составил Волченко Ю.А., 1975.

1 – дайко- и штокообразные интрузии плагиогранитов; 2 – жилы андезититов; 3 – жилы олигоклазитов; 4 – дайки и жилы плагиоаплитов и плагиопегматитов

**Результаты пересчетов по методу А.Н. Заварицкого
анализов жильных пород
Гусевогорского габбро-ферроклинопироксенитового комплекса**

№ пп	№ проб	a	c	b	S	Q	α
1	5182	14,4	7,1	7,4	71,1	6,3	33,0
2	5187	16,3	8,0	3,2	72,4	4,3	32,9
3	5189	14,2	8,4	9,8	67,6	-1,6	37,2
4	5191	17,3	7,6	5,7	69,3	-3,7	30,6
5	5194	15,8	8,7	6,2	69,3	-1,7	30,6
6	5185	17,3	7,4	3,3	72,0	-8,0	29,9
7	5193	19,6	6,7	3,7	70,0	-5,9	25,4
8	5197	21,1	1,7	4,3	72,9	1,9	7,5
9	5202	21,8	2,6	2,5	73,1	-	10,6
10	5221	21,8	0,8	3,0	74,4	4,4	3,5
11	5203	13,9	4,0	2,9	79,2	20,6	22,3
12	5204	21,6	1,3	2,0	75,1	5,7	6,0
13	5201	11,0	3,6	2,3	83,1	40,6	24,7
14	5205	11,6	3,3	2,4	82,7	38,9	22,1
15	5207	10,6	3,4	2,3	83,7	42,8	24,3
16	5220	10,7	3,8	2,3	83,2	41,2	26,2
17	5223	13,9	3,7	3,7	78,7	25,9	21,0
18	5224	12,2	3,1	2,6	82,1	36,7	20,2
19	5226	17,8	0,9	3,5	77,8	19,1	4,8
20	5227	19,0	0,7	2,4	77,9	17,1	3,5
21	5228	6,8	3,9	6,4	82,9	48,3	36,4
22	5222	10,3	2,5	2,6	84,6	46,1	19,5
23	5229	6,7	2,3	1,6	89,4	63,1	25,5

Примечание. a – относительное число атомов щелочных металлов; c – относительное число атомов кальция; b – относительное число всех металлических атомов; S – относительное число атомов кремния (и титана); $Q = S - (3a + 2c + b)$ – относительное число избыточных атомов кремния и, следовательно, избыток кремнезема, если оно положительное и, наоборот, недостаток кремнезема, если оно отрицательное; б – нормативное аортитовое число равное с : (a + c).

и содержат в себе реликты серицитизированного олигоклаза. В этих же участках отмечались мелкие овальные и круглые пойкиловростки альбита в кварце. Выщелачивание в породах этой группы проявлено в меньшем масштабе и слабее, чем в олигоклазитах; отмечается локально в виде участков с пористой текстурой у зальбандов жил.

**Результаты анализа по газово-жидким включениям
для кварца «ядер» плагиопегматитов и пегматит-аплитов**

№ проб	ппп	P ₁	P ₂	V _{H2O}	V _{CO2}	V _{H2O} /V _{CO2}	V _{общ.}
1	0,046	3,4	0,8	3,4	1,7	2,0	5,1
2	0,046	3,6	1,0	4,0	1,7	2,3	5,7
3	0,048	3,9	1,1	3,5	1,5	2,3	5,0

Примечание: $T_{\text{форм}} = 560 - 280 \lg(V_{\text{H}_2\text{O}} / V_{\text{CO}_2})$; $T_1 = 560 - 84 = 476^\circ\text{C}$; $T_2 = T_3 = 560 - 100 = 460^\circ\text{C}$.

Плагиоаплиты и плагиопегматиты секутся более поздними маломощными (1-5см) кварц-эпидотовыми и кварцевыми прожилками, сложенными серым и беловато-серым полупрозрачным кварцем.

Петрохимические особенности всех рассмотренных групп жильных пород (табл. 1) наглядно проявляются после пересчета их химанализов по методу А.Н. Заварицкого (табл. 2) и нанесение результатов на диаграмму Q-б (рис. 3) [Штейнберг, 1939]. Три описанные и рассмотренные выше группы жильных пород занимают свои определенные места на этой диаграмме, формируя поля андезинитов, олигоклазитов, плагиоаплитов, плагиопегматитов. Жильные породы первой группы пересыщены кремнеземом, со средним плагиоклазом (An_{38-45}), содержат небольшое количество калия, который не реализуется в виде калишпатов, будучи рассеян в главных минералах – андезине и обыкновенной роговой обманке. Для этих пород (андезинитов) характерно значительное пересыщение глиноземом. Олигоклазиты – жильные породы, насыщенные кремнеземом и пересыщенные глиноземом. Для них также характерно низкое содержание калия, отсутствие калишпатов и резкое преобладание натрия над кальцием, что проявляется в очень кислом характере плагиоклаза, состав которого отвечает олигоклазу и альбит-олигоклазу (An_{15-30}). К этой группе пород примыкают альбититы. Плагиоаплиты и плагиопегматиты формируют одно большое поле, обособленно расположенное на диаграмме Q-б. Эти породы резко пересыщены кремнеземом и глиноземом. Содержат очень малое количество калия. Натрий, как и в предыдущей группе пород, резко преобладает над кальцием, плагиоклаз представлен олигоклазом. Следует отметить, что встречаются разности плагиоаплитов с повышенной основностью плагиоклаза (алигоклаз-андезин) и, напротив, с пониженной основностью (альбит-олигоклаз). Последние, как правило, содержат пониженное (5-10%) количество кварца, приближаясь по составу к полю олигоклазитов-альбититов.

Полученные данные по распределению малых элементов во всех типах лейкократовых жильных пород Гусевогорского комплекса позволили выделить ряд особенностей. Для наиболее ранних жильных образований (андезинитов) характерны повышенные содержания элементов семейства железа, %: титана 0,14,

ванадия 0,005, никеля 0,001, кобальта 0,0007 и стронция 0,05, минимальное содержание циркония (0,005), пониженное по сравнению с олигоклазитами содержание галлия 0,002. Для наиболее поздних жильных пород Гусевогорского комплекса плагиоаплитов и плагиопегматитов, напротив, характерны минимальные содержания элементов семейства железа, %: титана 0,07, ванадия 0,002, никеля 0,0004, кобальта 0,0002 и галлия 0,0013. Некоторое повышение по сравнению с олигоклазитами содержания стронция (0,037) и максимальное содержание циркония – 0,0064. Олигоклазиты характеризуются промежуточными содержаниями элементов семейства железа и циркония, минимальным содержанием стронция (0,028) и максимальным содержанием галлия (0,0045).

Другие элементы присутствуют в одинаковых количествах во всех трех выделенных группах лейкократовых жильных пород, %: марганец – 0,01, медь – 0,002, олово – следы, барий – 0,01, скандий – 0,0001, бериллий – следы, фтор – 0,015-0,02, сера – 0,01, золото – следы. Металлы платиновой группы отсутствуют во всех разностях лейкократовых жильных пород Гусевогорского комплекса.

Лейкократовые жильные породы образуются в сколовых трещинах, реже в трещинах отрыва, которые секут и однородные блоки, но чаще приурочены к участкам с резко выраженной анизотропией механических свойств горных пород (контактам пород различных типов, зонам перекристаллизации, трещинам отдельности и т.д.). Слагают жилы и дайки плитообразной и линзовидной формы. Выклинивание жил острое с переходом в тонкие проводники, сложенные плагиоклазом или роговой обманкой. Для многих жил и даек характерно брекчиевидное строение, обусловленное включением многочисленных мелких обломков вмещающих клинопироксенитов. Изредка встречаются жилы многократно – инъекционного типа, в которых помимо обычных ксенолитов клинопироксенитов отмечаются обломки жил микрогаббро и более ранних лейкократовых жильных пород. Унаследованность путей внедрения жил вообще характерна, что предопределило частое сонахождение в одних и тех же структурных элементах жил различного состава. Чаще же всего для жил различного состава характерны секущие взаимоотношения с заметными (от нескольких сантиметров до первых метров) амплитудами смещения, в то время как жилы одинакового состава выполняют разноориентированные системы сочленяющихся трещин. Часто наблюдаемая в жилах грубо- и тонкополосчатая текстура является результатом широко проявленных процессов катаклаза и милонитизации, однако и в этом случае имеется достаточно много участков с реликтовыми структурами, относимыми к типичным для ортомагматических пород.

В первом приближении о температурах формирования жильных пород можно судить по тем результатам (табл. 3), которые получены нами по газово-жидким включениям для кварца «ядер» плагиопегматитов и пегматит-аплитов. Определения выполнены на кафедре минералогии и петрографии Свердловского горного института им. В.В. Вахрушева по разработанной там методике. Учитывая почти неизменный характер пород и высокую чистоту опыта, можно

утверждать, что цифры 460-480°C достаточно надежно характеризуют нижнюю температурную границу этих образований, предполагая высокую температуру внедрившейся флюидно-магматической фазы.

Эволюция состава породообразующих и аксессуарных минералов и поведение малых элементов в выделенных нами последовательных возрастных группах жильных пород очень напоминает дифференциацию при становлении плагиогранитных интрузий и является полной противоположностью выдержанному и одинаковому (вне зависимости от места расположения в Гусевогорском комплексе) составу рудных и безрудных анортозитов и рассеянной фельдшпатизации, имеющих, как выяснилось, метасоматическое происхождение. Рассмотренные лейкократовые жильные породы слагают Гусевогорское жильное поле (рис. 4), которое, как мы установили, является лишь частью мощного и протяженного пояса жил, даек и малых интрузивных тел, залегающих в породах самого различного состава. Этот пояс к С-СЗ от Гусевогорского комплекса прослеживается в верховьях р. Шумихи, на г. Плешивой, на водоразделе рек Шумихи и Иса (район приисков Нижне-Исовского – Александровского – Артельного) и далее к северу на водоразделе рек Исовской Лабазки и Краснушки.

Описанные здесь гранитоиды впервые были закартированы Н.К. Высоцким под названием «ортогнейсов», который подчеркивал, что они представляют собой катаклазированные, милонитизированные и подверженные другим изменениям «известково-щелочные гранитные породы». Им же в них отмечены различные реликтовые структуры, такие, например, как микропегматитовая, гранофировая и т.д. Позднее, при геологических съемках, эти образования выделялись уже как интрузивные тела плагиогранитов и плагиогранит-порфиров раннедевонского возраста.

Анализ литературных и собственных данных по этим породам показал, что по составу и характеру залегания они являются полными аналогами лейкократовых жильных пород Гусевогорского комплекса. Таким образом, рассмотренные жильные породы генетически непосредственно не связаны с процессом становления Гусевогорского габбро-ультрамафитового массива, а являются производными тех плагиогранитных массивов, формирование которых происходило в раннедевонское время в западной части Тагильской мегазоны. Таким образом, кварцсодержащие и кварцевые серии плагиоаплитов и плагиопегматитов не являются продуктами десиликации плагиогранитов [Ефимов и др., 1998], но характеризуют собой процессы их дифференциации в условиях падающих температур и давлений в направлении процесса скарнообразования, широко проявленного в западной части Гусевогорского комплекса.

Исследования выполнялись при частичной поддержке проекта УрО РАН 09-М-2345-2001 (Освоение недр).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высоцкий Н.К.* Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Труды Геол. комитета. Нов. сер., 1913, вып. 62. 694 с.
2. *Волченко Ю.А.* Находка розового диопсида на Урале // ЗВМО М.: Наука. Втор. сер. Ч. 100. 1971. С. 341-344.
3. *Дана Э.С.* Описательная минералогия // ОНТИ НКТП СССР, Москва, 1937. С. 161.
4. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив // М.: Недра, 1967. 336 с.
5. *Ефимов А.А., Берлибле Д.Г.* О природе жильной плагиоаплитовой (“плагиоклазитовой”) серии Гусевогорского титаномагнетитового месторождения в Качканарском массиве (Платиноносный пояс Урала)//Еж-1997. Екатеринбург, 1998. С. 78-83.
6. *Морковкина В.Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала / М.,: Наука, 1967. 279 с.
7. *Решицько В.А.* Геологическое строение Качканарского габбро-перидотитового массива на Среднем Урале // Материалы I научной конференции аспирантов. Ростов-на-Дону, 1959. С. 7-10.
8. *Решицько В.А.* Закономерности распределения пород и оруденения в брахисинклинальных габбро-перидотитовых массивах платиноносного пояса Урала // Разведка и охрана недр, 1961. № 9. С. 7-10.
9. *Штейнберг Д.С.* О классификации гранитоидов //Труды Свердловского горного института, вып. IV. Свердловск, 1939 г. С. 80-94.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ
ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ СТРОЕНИЮ И РУДОНОСНОСТИ
КАЧКАНАРСКОГО ГАББРО-ФЕРРОКЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО
КОМПЛЕКСА УРАЛА***

В 20-х годах прошлого века в отечественную геологическую литературу вошел термин «габбро-перидотитовая формация Урала». Позднее большинство исследователей пришли к выводу о ее неоднородности и существовании в ее объеме по крайней мере двух формаций (структурно-вещественных ассоциаций): дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) и дунит-пироксенит-габбровой (платиноносной). Это открытие явилось важным шагом вперед, имеющим фундаментальное петрологическое и металлогеническое значение. Последующие детальные исследования в конце 20-го века показали структурную и вещественную гетерогенность комплексов Платиноносного пояса Урала, возможность и необходимость выделения в его составе собственно платиноносной и палладиносной структурно-вещественных ассоциаций. Показано [1], что формирование и становление зональных дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовых комплексов собственно Платиноносного пояса происходило в надсубдукционных обстановках в режиме ранних и зрелых островных дуг. В рамках уральского типа хромит-платиновых руд впервые на современном аппаратном уровне дана сравнительная характеристика всех разновидностей платинометалльного оруденения, возникающего в процессе структурно-вещественной эволюции мафит-ультрамафитовых комплексов Урала [2]. На основе исследования равновесных парагенезисов основных сосуществующих минералов дунитов и хромит-платинометалльных руд зональных комплексов установлена их гетерогенность и намечена структурная и вещественная эволюция их при формировании платинометалльного оруденения. Откартированные нами в огромных карьерах Качканарского комплекса структурные несогласия полосчатости в оливиновых клинопироксенитах и ферроклинопироксенитах, отчетливая ступенчатость разрезов подчеркивается наличием на их контактах реакционных фронтальных зон (рис. 1), сложенных оливиновыми магнетитовыми клинопироксенитами и насыщенными пятно-блокообразными телами магнетитовых оливинитов и магнетитовых верлитов с жилами сплошной титаномagnetитовой руды. Реакционные фронтальные зоны имеют самую различную мощность от 40 до 80 м шириной и содержат переменное количество широкообразных обособлений сплошной титаномagnetитовой руды мощностью от 5-10 до 20 см. Они встречаются в периферических частях всех рудных залежей Гусевогорского комплекса, причем количе-

*Материалы XI Всероссийского петрографического совещания. Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Екатеринбург, 2010. С. 141-142.

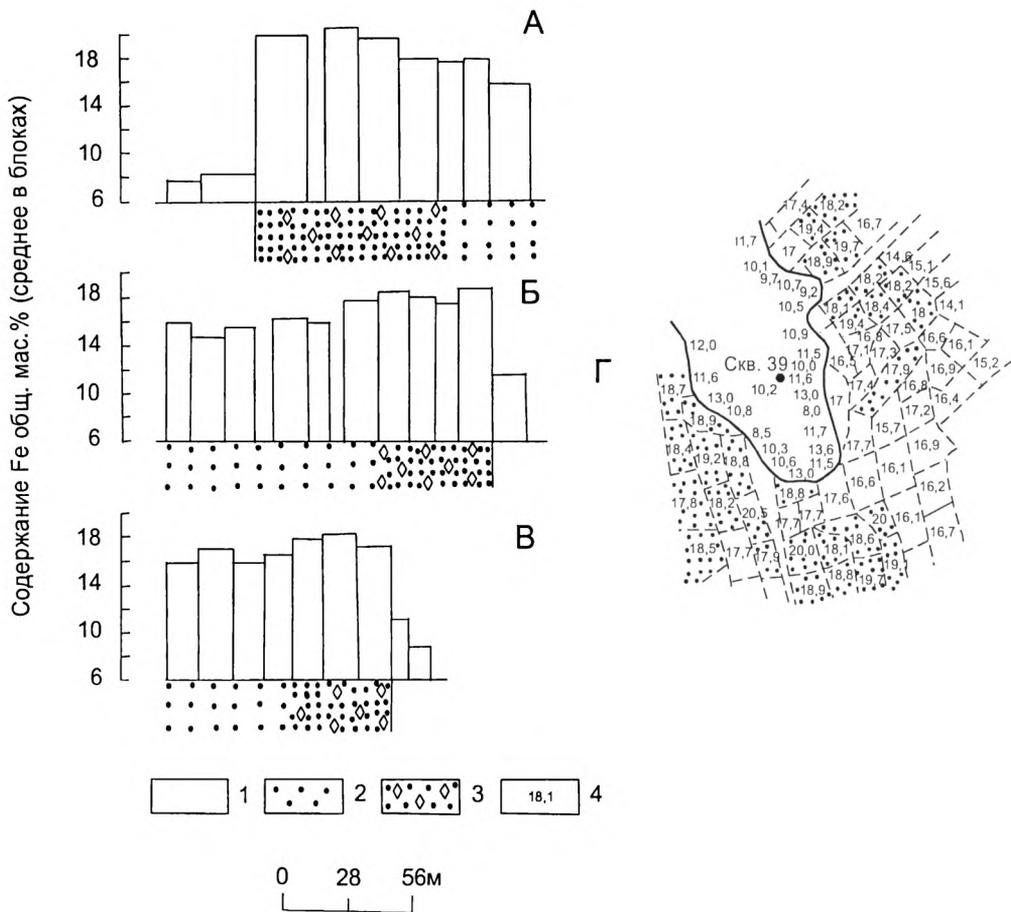


Рис. 1. Феррометрический план Гусевгородского габбро-ферроклинопироксенитового массива:

1 – оливининовые клинопироксениты безрудные; 2 – магнетитовые клинопироксениты рудные; 3 – оливининовые магнетитовые клинопироксениты фронтальных зон; 4 – содержание валового железа в блоках. А, Б, В – разрезы Главной залежи. Г – феррометрический план в районе скв. 39

ство их и морфология варьируют в широких пределах. Выделение собственно Палладиеносного пояса с зональными ультрамафит-мафитовыми (оливинит-ферроклинопироксенит-горнблендит-метагаббровыми) массивами, специализированными в первую очередь на Pd, Au, Ag, Cu, Co и другие компоненты, обосновано нами в ряде работ 1998-2000гг. Типовые объекты Палладиеносного пояса – массивы Качканарский, Павдинский, Волковский, Ревдинский и др. Установлена вещественная и структурная дискретность рудоносных комплексов Пал-

ладиеносного пояса по отношению к дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации собственно Платиноносного пояса. Дискретность дунит-тылаитовых и ферроклинопироксенит-габбровых ассоциаций по широкому спектру элементов и минералов благородных, цветных и черных металлов, резкое различие типов благороднометального оруденения и условий их формирования требуют новых подходов при анализе процессов и создании моделей пороодо и рудообразования в мафит-ультрамафитовых комплексах Урала.

Исследования проводятся в рамках Программы ОНЗ РАН №2, при частичной поддержке РФФИ (грант 09-05-12035офи_м).

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа// Литосфера, 2007, (ч. 1). С. 3-31.
2. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа// Литосфера, 2007, (ч. 2). С. 73-101.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ КРИТЕРИИ КОНЦЕНТРИРОВАННОГО ЭПГ ОРУДЕНЕНИЯ В ДУНИТАХ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА, И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ УРАЛЬСКОГО ТИПА *

Уральский тип коренных месторождений платиновых с осмистым иридием руд был выделен Н.К. Высоцким, а позднее детализирован А.Н. Заварицким, А.Г. Бетехтиным и другими исследователями [1, 5, 6; и др.]. В объеме руд уральского типа, связанных в первую очередь с дунитовыми членами массивов габбро-пироксенит-дунитовой формации Платиноносного пояса Урала, эти исследователи на основе минералого-геохимических и структурных критериев выделяли три типа платинопроявлений, различающихся относительной степенью связи хромшпинелидов и платины, морфологией, размером и составом ее выделений в хромшпинелидах и оливинах: хромитовый, дунитовый и промежуточный (переходной) типы [1 и др.]. По результатам отработки хромит-платиновых руд этих типов в Нижнетагильском, Кытлымском, Каменушинском и других платиноносных комплексах Урала проявились структурно-морфологические и вещественные особенности коренных месторождений платины. Подтвердились предположения о широком развитии в дунитах гнездообразных и трубообразных платиноносных рудных тел с гнездово-струйчатыми, петельчатыми и брекчиевидными текстурами руд. Наряду с ними были выявлены линейные прерывистые и непрерывные хромитоносные платиноносные зоны крутопадающих каемчатых линз и жил с четковидным линзообразно-прожилковым и струйчато-полосчатым строением. В целом, несмотря на очевидные успехи в изучении хромит-платиновых руд уральского типа, многие принципиальные вопросы их геологии, геохимии, минералогии и тектоники требовали дальнейших исследований на современном аппаратном уровне для обоснования общей модели рудообразования и разработки научных критериев прогнозирования. Исследования последних десятилетий в этом направлении как на Урале, так в других регионах России базировались главным образом на материалах платиновых россыпей, поскольку за последние полвека в дунитах собственно Платиноносного пояса Урала и в аналогичных образованиях различных регионов Сибири и Дальнего Востока не было выявлено ни одного нового крупного платинового месторождения. Ранее было распространено мнение, что платина присутствует в дунитовых массивах чуть ли не повсеместно, ассоциируя как с акцессорной вкрапленностью, так и с гнездами, шлирами и жилками хромшпинелидов, и что все массивы дунитов вообще должны рассматриваться как сплош-

*Материалы региональной научно-практической конференции «Геология и полезные ископаемые Западного Урала». Пермь, 2010. С. 72-76.

ные коренные месторождения платины. Однако исчерпывающий анализ информации, накопленной за 100 последних лет, о содержании платины в дунитах Нижнетагильского массива указывает на крайне неравномерное ее распределение при вариации содержаний от следовых до повышенных и высоких концентраций. Последнее в полной мере относится и к распределению платины в гнездах, шлирах и жилах хромита в дунитах. Так, Н.К. Высоцкий [5] указывает: «что касается условий залегания выше указанных обогащенных платиной мест в массивах дунита вообще, то оно не является, по-видимому, подчиненным какой-либо законности, или вернее, последняя остается еще не разгаданной». Геохимическое распределение платины и платиноидов в дунитах контролируется параметрами их состава и положением в разрезе дунитовых тел. Подавляющая часть дунитов Нижнетагильского массива представляет собой пластично деформированные и высокотемпературно перекристаллизованные blastomylonites с разнообразными микроструктурами, подчеркивающими проявления вертикальной зональности в теле дунитового массива. В основной массе фоновых дунитов с закономерными вариациями геохимического поля по платине и ряду петрогенных элементов на многих участках исследованного массива (участки Госшахта, Дунитовый, Александровский, Сырковский и др.) нами [2] впервые выявлены парные (негативные и позитивные) геохимические аномалии по платине, характеризующие реально существующую мезозональность дунитовых тел. Становится все более ясным, что все крупные хромит-платиновые концентрации и сопряженные негативные ореолы связаны с узлами и зонами хрупких деформаций, а в целом структурный план платиновородного поля аппроксимируется планом постпластических хрупких деформаций Нижнетагильского массива. Выявленная нами негативная платиновая аномалия, связанная с крупнейшим рудным телом месторождения Госшахта, вскрыта и пересечена наклонной скважиной G-6, а также опытным карьером в 50 м к востоку от нее. Пунктирное опробование керна скважины G-6 показало отсутствие значимого градиента концентраций по направлению к рудному телу и дало среднее содержание 18 мг/т при изменении значений концентраций по отдельным пробам от 5 до 35 мг/т платины. В уникальном месторождении Госшахта, по данным А.Н. Заварицкого (см. зарисовки М.А. Салаутина, М.А. Лыткина, Волченко Ю.А., Нестеровой С.И.), площадь горизонтальных сечений рудных обособлений составляет от 1-4 до 6-7 м² и более. В негативных ореолах отмечается ощутимое снижение железистости оливина до 6-7,5 мол.%. Железистость включений оливина в хромшпинелидах руд составляет от 4-5 до 6-7 мол.%. Среднее значение содержаний СаО в оливинах руд около 0,2 мас.%, что значительно ниже, чем в оливинах фоновых дунитов и близко к его содержаниям в оливинах дунитов негативного геохимического ореола по платине (около 0,25 мас.%). Полученные данные подтверждают предположения А.Г. Бетехтина о неоднородном, пятнисто-мозаичном характере процессов платинового минералообразования в

дунитах Нижнетагильского массива, когда в непосредственной близости друг от друга формируются рудные тела, резко отличающиеся по морфологии, структурно-текстурным особенностям, химическому составу и степени платиноносности руд. Переход от позитивных к негативным ореолам проходит резко, ступенчато на очень небольших интервалах с падением концентраций платины в 100-1000 раз. Мощность негативного ореола по скв. 4060 и 4189 составляет 50-70 м. Рудные тела, вскрытые шахтами в пределах Сырковского участка, имели площадь горизонтального сечения от 6 до 10 м² и более, что совершенно не соответствует расчетным данным, приводимым Е.В. Пушкаревым [8], а ссылки на публикацию Л.В. Разина [9] вообще не соответствуют действительности. В целом, все рассмотренные негативные платиновые аномалии имеют сложную морфологию, неоднородный пятнистый характер и сложены катаклазированными и милонитизированными мелко-тонкозернистыми, реже разномасштабными дунитами. Проведенные исследования коренных платиновых руд Нижнетагильского массива позволили приблизиться к пониманию механизма их возникновения и формирования. Ферроплатиновые руды в дунитах являются эпигенетическими и постдеформационными и обязаны своим происхождением процессам формирования парных (негативных и позитивных) платиновых аномалий под определяющим воздействием поликомпонентных мантийно-коровых флюидов, состав которых эволюционировал в сторону обогащения СО₂ и сопровождался резким увеличением состояния окисленности рудообразующей системы. Источником рудного вещества при этом были как сами дуниты, так и глубинные флюиды. Комментируя процессы формирования платиноносных трубок в дунитах Нижнетагильского массива А.А. Маракушев [7] отмечает, что «экстракция из дунитовых расплавов проявляется образованием негативных геохимических аномалий в крупнозернистых дунитах, что в части платины рассмотрено в работах Волченко Ю.А. и др. [3, 4]». Постмагматическая эволюция дунитов при формировании различных подтипов платинометалльных руд прослеживается по закономерной смене равновесных парагенезисов их главных сосуществующих минералов. В целом, образование и преобразование хромит-платинометалльных руд уральского типа происходило в рамках постмагматического этапа их эволюции. Россыпеобразующая способность платинометалльных руд к заключительным стадиям их формирования резко уменьшалась. Относительная степень проявления в дунитовых массивах различных подтипов платинометалльных руд, обладающих резко различной россыпеобразующей способностью, является ведущим критерием при прогнозировании платинометалльных россыпей в пределах Платиноносного пояса Урала.

Исследования проводятся в рамках Программы ОНЗ РАН № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов» (проект 09-Т-5-1011) при поддержке РФФИ (грант 09-05-12035-офи_м).

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы // Москва, Изд. АН СССР, 1935. 148 с.
2. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Новые и перспективные типы платинометального оруденения Урала // Сб. Геология и металлогения Урала, кн. 1. Екатеринбург, 1998. С.238-255.
3. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа // Литосфера, № 3, ч. 1. Екатеринбург, 2007. С. 3-27.
4. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа // Литосфера, № 4, ч. 2. Екатеринбург, 2007. С. 73-101.
5. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи // Ч. 2-3, вып. 11. КЕПС. Петроград, 1923. С. 111-341.
6. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Изд. Геолкома. Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. Ленинград, 1928. 56 с.
7. Маракушев А.А. Платинометальное рудообразование и генезис хромитов Платиноносного Урала // Уральский геологический журнал № 3 (69). Екатеринбург, 2009. С. 33-51.
8. Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарутти Д., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблемы генезиса // Литосфера № 3. Екатеринбург, 2007. С. 28-65.
9. Разин Л.В. Месторождения платиновых металлов. Сб. Рудные месторождения СССР, т. 3. Москва, "Недра", 1978. С. 94-116.

**НАУЧНЫЕ
И
ПРОИЗВОДСТВЕННЫЕ
ОТЧЁТЫ**

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
ИМЕНИ АКАДЕМИКА А.Н. ЗАВАРИЦКОГО
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ И ПРОЕКТНЫЙ ИНСТИТУТ
ОБОГАЩЕНИЯ И МЕХАНИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ «УРАЛМЕХАНОБР»**

Ю.А. Волченко, Н.Г. Наумова, И.И. Неустроева,
М.И. Андреев, В.А. Вилисов

ОКОНЧАТЕЛЬНЫЙ ОТЧЕТ

**О результатах специализированных работ по теме:
«Прогнозная оценка платиноносности и комплексности
Южно-Сарановского хромитового месторождения»**

©Институт геологии и геохимии
©Уралмеханобр
©Ю.А. Волченко, Н.Г. Наумова,
И.И. Неустроева, М.И. Андреев,
В.А. Вилисов

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является окончательным отчетом о результатах специализированных работ по теме «Прогнозная оценка платиноносности и комплексности Южно-Сарановского хромитового месторождения» за период 1980-83 гг.

Исследования выполнялись на основе хозяйственного договора между Институтом геологии и геохимии им. акад. А.Н.Заварицкого УНЦ АН СССР и Пермский экспедицией ПГО «Уралгеология», подписанного 1.02.80 и пролонгированного 22.04.82. В исследованиях по данной теме на основе субподрядного договора с Институтом геологии и геохимии УНЦ участвовал Институт «Уралмеханобр», выполнявший технологическую оценку комплексности руд месторождения. Общая сметная стоимость выполненных работ составляет 75 тысяч рублей.

Согласно программе и календарному плану работ, исследования предусматривали решение следующих задач:

1. Выяснение уровня содержаний платиновых металлов и золота во всех типах хромитовых руд и рудовмещающих пород.

2. Изучение форм нахождения платиновых металлов в хромитовых рудах с оценкой роли собственных минералов.

3. Изучение кобальтовой минерализации в рудах с оценкой роли собственных минералов кобальта.

4. Технологическая оценка комплексности хромитовых руд на основе лабораторного исследования 4 проб по 1-2 схемам в различных режимах.

5. Тренд-анализ трех разрезов Южно-Сарановского месторождения по специально разработанной методике с целью сравнительной оценки тектонической нарушенности и выдачи рекомендаций по возможной увязке рудных тел.

В соответствии с пожеланием заказчика полученные материалы в сокращенном варианте представляются в виде настоящего отдельного тома, посвященного, в основном, рассмотрению первых четырех задач, то есть оценке платиноносности и комплексности хромитовых руд. В полном объеме полученные материалы решено изложить в отчете по Сарановскому поясу.

В основу исследований положен фактический материал, собранный в течение трех полевых сезонов по керну разведочных скважин, пройденных в разных частях Южно-Сарановского месторождения, и сопоставленный с теми данными, которые были получены нами при разрешении аналогичного круга задач на Главном Сарановском хромитовом месторождении.

В полевых работах по данной теме принимали участие: Ю.А. Волченко, начальник отряда; М.И. Андреев, инженер; С.И. Нестерова, лаборант, а также студент-дипломник СГИ им. В.В. Вахрушева О.В. Никифоров.

Большую и сложную аналитическую работу выполнили сотрудники Института геологии и геохимии УНЦ И.И. Неустроева, м.н.с.; Е.Г. Сергеева, инженер; Г.П. Гребенкина, инженер; руководитель группы РСМА В.А. Вилисов и сотрудники этой группы В.Г. Гмыра и В.Л. Вигоров. Огромная оформительская работа по отчету выполнена лаборантом Нестеровой С.И.

Технологические исследования отобранных нами крупнообъемных проб выполнены в отделе обогащения комплексного сырья Института «Уралмеханобр» под руководством Н.Г. Наумовой.

Пробирно-спектральные анализы проведены в лаборатории Института «Уралмеханобр» Л.К. Мосоловой (рук. группы). Текст отчета написан Ю.А. Волченко и Н.Г. Наумовой.

Авторы отчета выражают глубокую благодарность аналитическим службам Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР и Института «Уралмеханобр», а также дирекция этих институтов за помощь в выполнении большого объема исследований поискового плана.

ГЛАВА 1. ОБЗОР МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ЮЖНО-САРАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Написание данного раздела существенно упрощается, поскольку в обозримом прошлом никаких минералого-геохимических и технологических исследований по оценке платиноносности и комплексности хромитовых руд Южно-Сарановского месторождения не производилось. Поэтому в данном разделе уместно коснуться тех основных результатов, которые получены нами в 1970-78 гг. при изучении Главного Сарановского месторождения (1-5), являющегося естественным продолжением Южно-Сарановской рудоносной зоны к северу.

Установлено, что хромитовые руды Главного Сарановского месторождения содержат повышенные, а на отдельных участках и высокие, содержания МПГ¹, среди которых ведущая роль принадлежит рутению и платине.

В хромитовых рудах выявлена тонкая вкрапленность сульфидов железа, никеля, кобальта и меди, среди которых преобладают миллерит, пентландит, пирит. Установлена сопряженность повышенных содержаний МПГ и вкрапленности сульфидов и приуроченность их к участкам динамометаморфизованных руд в краевых частях рудных тел.

Доказано отсутствие крупной и самородной минерализации МПГ в рудах и, напротив, широкая распространенность сульфидных форм нахождения для платины и палладия, а также наличие в рудах интерметаллидов арсенидов и теллуридов этих МПГ.

Установлена возможность извлечения в сульфидные никелевые концентраты не только платины и палладия, но и родия, иридия и рутения, что свидетельствует о наличии в рудах собственных минералов и этих МПГ.

Доказано, что эффективным методом извлечения благородных металлов из хромитовых руд является флотация. Этим методом из руд Восточного тела получен концентрат с содержанием платины 33,8 г/т, палладия 195,1 г/т, золота 9,3 г/т при извлечении 49; 54,4 и 46,4% соответственно.

Сделан вывод, что при оценке комплексности сарановских хромитовых руд в первую очередь заслуживают внимания МПГ и кобальт. Во время проводившихся в 1980 году в Институте «Уралмеханобр» технологических испытаний проб хромитовой руды выполнялись лишь единичные определения платины и палладия в исходной руде и хромитовых концентратах (6).

¹МПГ – здесь и далее металлы платиновой группы

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБЪЕМЫ ВЫПОЛНЕННЫХ РАБОТ

Выполненная работа является специализированным минералого-геохимическим исследованием, предусматривающим применение широкого спектра современных аналитических методов изучения пород и минералов.

Прежде всего, это касается методов определения благородных металлов в хромитовых рудах, хромитоносных гипербазитах и продуктах их обогащения. В представленной работе определение содержаний платины, палладия, родия, иридия производилось с помощью спектрально-химического метода (7), модифицированного применительно к хромитовым рудам, а также специально разработанного в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР совместно с Институтом «Уралмеханобр» комбинированного метода (8-9). Рутений и осмий определялись методом непосредственной отгонки со спектрофотометрическим окончанием (10). Кроме того, платина, палладий, золото определялись пробирно-спектральным методом в лаборатории Института «Уралмеханобр», а золото еще и нейтронно-активационным методом в лаборатории ПГО «Уралгеология».

Внутренний контроль спектрально-химического и комбинированного методов осуществлялся путем включения в каждую серию анализируемых проб материала, проанализированного в других лабораториях Советского Союза, а также путем анализа международного стандарта РТО-1 и стандартов Геологической службы США, полученных благодаря любезному содействию Н.Дж. Пейджа (табл. 1). Внешний контроль проводился только для достаточно бога-

Таблица 1

Результаты анализа стандартов геологической службы США в лаборатории Института геологии и геохимии

Материал и номер пробы	Содержание, г/т			Содержание, г/т		
	Pt	Pd	Rh	Pt	Pd	Rh
РТО-1 (Н-2) Платиновая руда Рустенбург, Риф Меренского, Ю-Африка	$\frac{2,1-8,0}{4,9}$	$\frac{1,0-2,9}{2,1}$	$\frac{0,25-0,62}{0,34}$	$\frac{2,6-2,7}{2,65}$	$\frac{1,98-2,11}{2,05}$	$\frac{0,38-0,54}{0,46}$
РТО-1 (1-5) Платиновая руда Рустенбург, Риф Меренского, Ю-Африка				$\frac{2,5-3,2}{2,85}$	$\frac{2,05-2,15}{2,10}$	$\frac{0,32-0,38}{0,35}$
Д 174919 Хромиты комплекса Стиллуотер, США	1,85-2,35	4,12-4,77	0,35-0,45	1,2-1,8	4,8-5,44	0,01-0,64
Д 133112 Хромиты комплекса Стиллуотер, США	0,32-0,33	0,16-0,27	0,19-0,23	0,13-0,25	0,27-0,29	0,01
	Паспортная аттестация по данным 12-ти лабораторий			Данные Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР		

В числителе пределы изменения содержаний, в знаменателе – X_{cp} .

тых по содержанию МПГ проб путем параллельного анализа дублетных проб в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР и Институте «Уралмеханобр». Результаты дисперсионного анализа данных внутреннего и внешнего контроля приведены в приложение № 2-3.

Для фазового анализа руд и концентратов использованы методы рентгеноспектрального анализа (РСМА). Широкое применение этих методов обусловлено характером выделения минералов благородных и тяжелых цветных металлов в хромитовых рудах, где большинство их зерен имеет размеры от 5-10 до 50 мкм. Решение же вопроса о соотношении минеральной и примесной форм нахождения МПГ в рудах и концентратах вообще невозможно без применения методов РСМА.

Для исследования вещественного состава хромитовых руд и рудовмещающих пород использовались методы петрографического и минераграфического изучения, а также химический и спектральный анализ на основные компоненты. Как отмечалось выше, выполнение систематических анализов по детально изученным опорным разрезам позволило нам выполнить тренд-анализ и придти к важным выводам о тектоническом строении Южно-Сарановского месторождения. Основное количество химических анализов выполнено в Центральной лаборатории ПГО «Уралгеология», контрольные анализы проводились в лабораториях Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР и Института «Уралмеханобр». Количественные спектральные анализы выполнены в ЦЛ ПГО «Уралгеология» и лаборатории Института «Уралмеханобр».

В свободном виде общие объемы выполненных исследований представлены в табл. 2.

ГЛАВА 3. БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ И ГОРНЫХ ПОРОДАХ ЮЖНО-САРАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

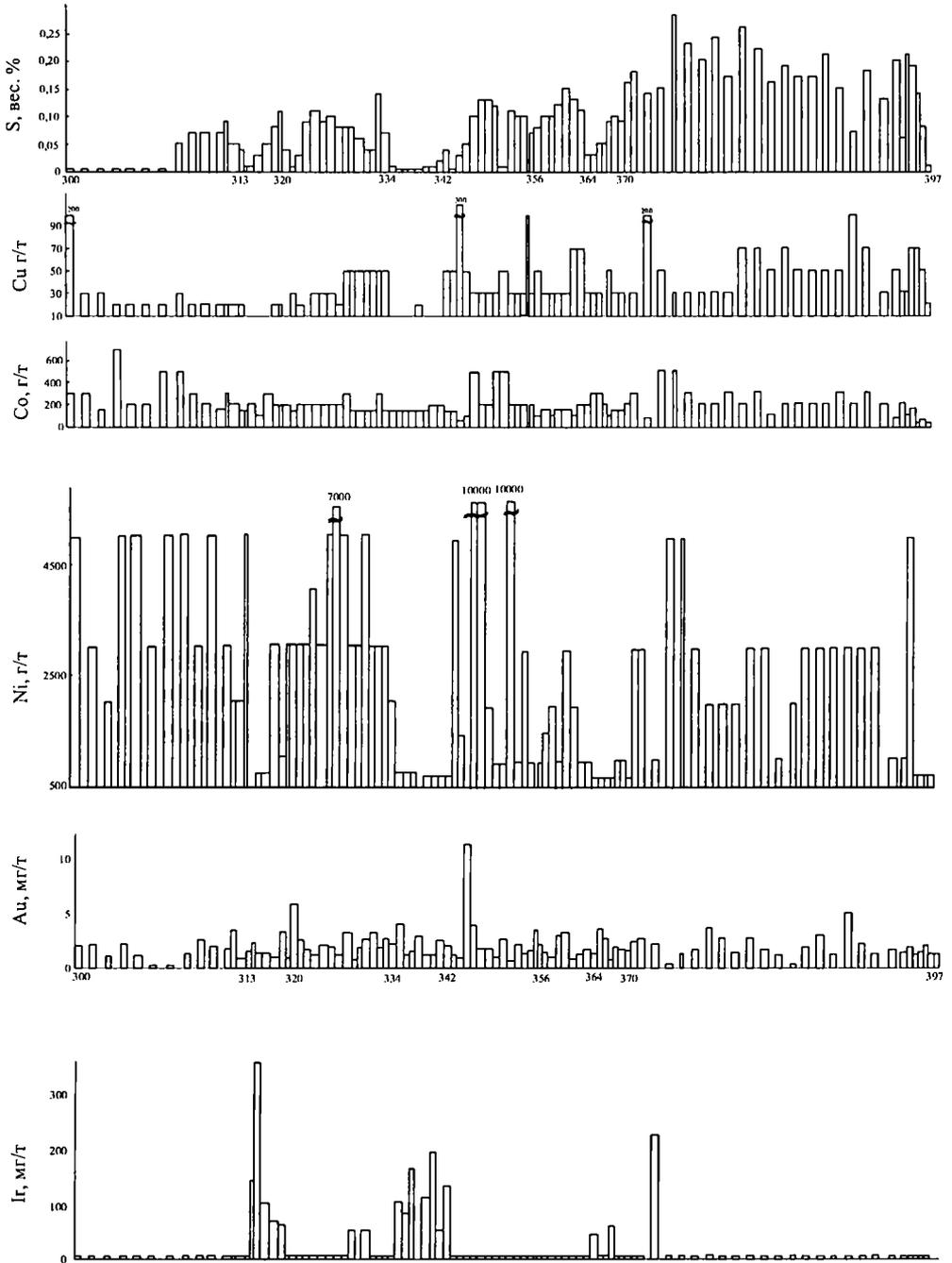
Основой для написания настоящей главы являются оригинальные анализы на благородные металлы для 100 проб по опорному профилю 14а (рис. 1), а также результаты анализа частных проб (по другим разрезам месторождения) и крупнообъемных технологических проб (приложение 1), выполненные различными методами в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Дополнительными материалами служат результаты пробирно-спектрального анализа на платину, палладий и золото (лаборатория «Уралмеханобра») и нейтронно-активационного анализа на золото (ЛЯА ЦЛ ПГО «Уралгеология»). Изложение полученных результатов целесообразно проводить поэлементно и в тесной увязке с геологической позицией исследованных руд (пород) в стратифицированном разрезе Южно-Сарановского месторождения.

Общие объемы исследований, выполненных по теме в 1980-83 гг.

№ п/п	Виды работ, методы исследований	Выполненные объемы в соответствующих ед. изм.
1	Полный химический анализ проб хромитовых руд и горных пород	Для 300 проб
2	Химический анализ на хром, железо, кальций, кремний	Для 100 проб
3	Количественный спектральный анализ на медь, никель, кобальт	Для 300 проб
4	Химическо-спектральный анализ на платину, палладий, родий, иридий	Для 150 проб
5	Комбинированный анализ на платину, палладий, родий	Для 50 проб
6	Спектрофотометрический анализ на осмий и рутений	Для 100 проб
7	Пробирно-спектральный анализ на платину, палладий, золото	Для 450 проб
8	Нейтронно-активационный анализ на золото	Для 100 проб
9	Рентгеноспектральный микроанализ на элементы платиновой группы, золото и цветные металлы	400 элементопределений
10	Изготовление шлифов, аншлифов и цементационных препаратов	300 шлифов, 300 аншлифов, 50 цем. препаратов
11	Петрографические и минераграфические исследования	Для 650 препаратов
12	Отбор керновых проб по скважинам	300 проб
13	Отбор штуфных проб по скважинам	100 проб
14	Отбор технологических проб для лабораторных испытаний	4 пробы
15	Отбор крупнообъемных проб для технологических опытов	2 пробы
16	Лабораторные испытания технологических проб	2 пробы по 2 схемам 2 пробы по 1 схеме
17	Представление отчетности	3 ежегодные аннотации Окончательный отчет по теме

3.1. Основные тенденции распределения благородных металлов в разрезе месторождения.

Платина. Содержание платины в хромитовых рудах невелико и изменяется от 20-50 до 200 мгр/т, составляя в среднем по выборкам, характеризующим отдельные рудные тела, следующие значения: Западное рудное тело – 50 мгр/т,



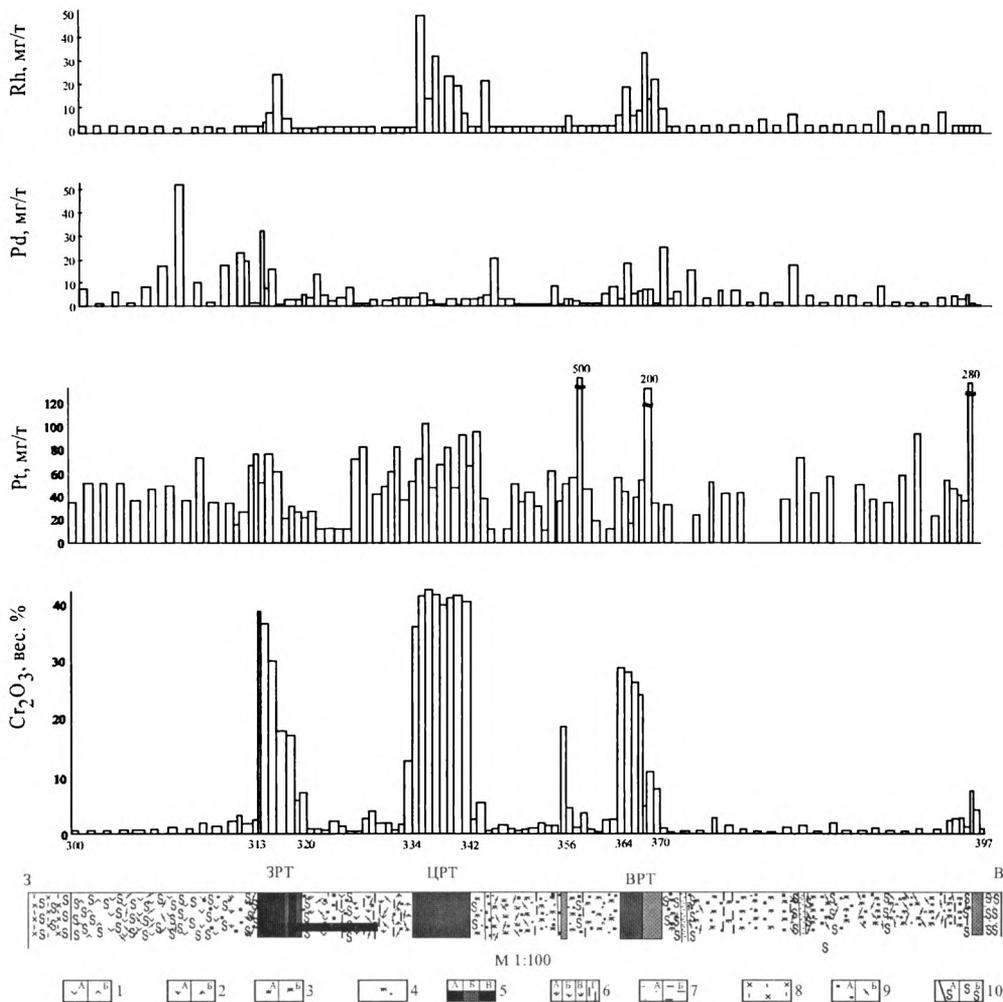


Рис. 1. Вариограммы содержаний платиновых металлов, золота, цветных металлов и серы по опорному разрезу (профилю) Южно-Сарановского месторождения:

1 – серпентиниты по дунитам беспироксеновым и пироксенсодержащим: а) лизардитовые; б) антигоритовые; 2 – серпентиниты по дунитам пироксеновым: а) лизардитовые; б) антигоритовые; 3 – серпентиниты по дунит-гарцбургитам: а) лизардитовые; б) антигоритовые; 4 – серпентиниты антигоритовые по пегматоидным дунит-гарцбургитам; 5 – текстурные типы хромитовых руд: а) порфировидные хромититы; б) оливиновые хромититы очковые; в) хромит-оливиновые породы очковые и пятнистые; 6 – серпентиниты по хромитоносным гипербазитам состава: а) дунитов и пироксенсодержащих дунитов; б) пироксеновых дунитов; в) дунит-гарцбургитов; г) те же с хромшпинелидом в виде полос и прожилков; 7 – а) габбро-диабазы; б) диабазы; 8 – кристаллические сланцы; 9 – а) вкрапленность сульфидов; б) карбонатные жилки и прожилки; 10 – а) тектонические контакты, зоны срывов; б) зоны дробления и расщелачивания.

Центральное рудное тело – 70 мгр/т, Восточное рудное тело – 40 мгр/т. Анализ осередненной руды технологических проб, характеризующих эти же рудные тела, дал соответственно следующие результаты: ЗРТ от 10 до 110 мгр/т, ЦРТ от 20 до 90 мгр/т, ВРТ от 20 до 110 мгр/т. Рассчитанные на основе серийного анализа всех продуктов обогащения проб ЮС-1, ЮС-2, ЮС-3 ожидаемые содержания платины в хромитовых рудах Южно-Сарановского месторождения составляют (табл. 20-25): ЗРТ – 80 мгр/т, ЦРТ – 48 мгр/т, ВРТ – 50 мгр/т. Очевидно, что близкий уровень варьирования содержаний платины в рудах различных частей разреза и несущественные различия в средних содержаниях предопределяют отсутствие четкой тенденции ее распределения.

Рудовмещающие серпентиниты по дунитам, пироксеновым дунитам и дунит-гарцбургитам содержат соответственно 35 мг/т, 45 мг/т и 40 мг/т платины, что также не позволяет говорить о наличии закономерной изменчивости в распределении этого элемента. Следует лишь указать, что все аномально высокие содержания платины установлены в пробах, характеризующих центральную и восточную части разреза Южно-Сарановского хромитового месторождения.

В габбро восточной части разреза (обычно зеленокаменно-измененном) содержание платины составляет 5-6 мгр/т.

В диабазах, являющихся наиболее распространенным типом жильных пород месторождения, содержание платины не превышает 10 мгр/т. Напротив, габбро-диабазы всегда содержат повышенные количества платины – до 50-100 мгр/т и более. Балансовое содержание платины в габбро-диабазах крупнообъемной пробы ЮС-6 (табл. 29) составляет 87 мгр/т.

Палладий. Для хромитовых руд месторождения характерны низкие содержания палладия, которые по опорному разрезу составляют для ЗРТ – 6 мгр/т, ЦРТ – 3 мгр/т, ВРТ – 10 мгр/т. Варьирование содержаний палладия в технологических пробах также невелико: ЗРТ – от 1 до 20 мгр/т, ЦРТ – от 4 до 20 мгр/т, ВРТ – от 1 до 20 мгр/т. Эти данные хорошо согласуются с расчетными балансовыми значениями для руд месторождения: ЗРТ – 3-4 мгр/т, ЦРТ – 16-19 мгр/т, ВРТ – 10-22 мгр/т.

В распределении палладия намечаются две основные тенденции: относительное обогащение руд более восточных частей разреза и максимальные концентрации его в контактовых частях рудных тел и приконтактовых гипербазилах, несущих повышенную вкрапленность сульфидных минералов.

Содержание палладия в рудовмещающих серпентинитах невелико и, за вычетом контактовых аномальных зон, изменяется в узких пределах от 1 до 10-15 мгр/т.

Зеленокаменно измененные габброиды восточной части разреза содержат повышенные количества палладия – от 15 до 40 мгр/т.

В нормальных и щелочных диабазах содержание палладия от 5 до 20 мгр/т. В габбро-диабазах до 100-200 мгр/т палладия. Балансовое содержание палладия в крупнообъемной пробе габбро-диабазов ЮС-6 190 мгр/т.

Родий. Хотя при исследовании распределения родия в рудах возникали трудности, связанные с недостаточной чувствительностью основного (химико-спектрального) метода его определения, тем не менее отчетливо прослеживается тенденция возрастания содержаний родия по опорному разрезу с 3 на В: ЗРТ – 8 мгр/т, ЦРТ – 22 мгр/т, ВРТ – 10 мгр/т. В хромитовых рудах технологических проб родий содержится в следующих количествах: ЗРТ – 2-8 мгр/т, ЦРТ – 4-16 мгр/т, ВРТ – 1-13 мгр/т. Балансовые содержания родия в технологических пробах соответственно составляют 12-14, 17-31 и 18-37 мгр/т. Если к этому добавить, что все аномальные значения содержаний родия в частных пробах ложатся на центральную и восточную части разреза, то можно с уверенностью говорить о накоплении родия в рудах вверх по разрезу Южно-Сарановского месторождения.

В рудовмещающих серпентинитах и жильных породах месторождения родий содержится в количестве около 5 мгр/т и менее.

Иридий. Данные по опорному разрезу свидетельствуют о неравномерном содержании иридия в хромитовых рудах и об отчетливом снижении его средних содержаний по разрезу от ЗРТ и ВРТ: ЗРТ – 140 мгр/т, ЦРТ – 117 мгр/т, ВРТ – 50 мгр/т. В хромитовых рудах технологических проб содержание иридия варьирует в следующих пределах: ЗРТ – от 10-100 до 380 мгр/т, ЦРТ – от 80 до 230 мгр/т, ВРТ – от 10 до 60 мгр/т. Балансовые значения содержаний иридия в представительных пробах руды составляют для ЗРТ – 59 мгр/т, ЦРТ – 32 и 140 мгр/т, ВРТ – 16 и 95 мгр/т.

Во вмещающих породах иридий содержится в весьма малых количествах – менее 10 мгр/т, в габбро- и габбро-диабазе отмечены такие же содержания иридия. Напротив, щелочные диабазы месторождения содержат повышенные концентрации иридия (до 100-200 мгр/т и более), что для Сарановского хромитового пояса установлено впервые.

Осмий. Несмотря на недостаточное количество проб, проанализированных на осмий по опорному разрезу, приведем средние оценки: ЗРТ – 108 мгр/т, ЦРТ – 110 мгр/т, ВРТ – 88 мгр/т. Размах варьирования содержаний осмия в рудах технологических проб составляет для ЗРТ от 20 до 100 мгр/т, для ЦРТ от 20 до 200 мгр/т, ВРТ от 50 до 150 мгр/т. Рассчитанные на основе серийных анализов на осмий балансовые его содержания в рудах составляют: ЗРТ – 60 мгр/т, ЦРТ – 110 мгр/т, ВРТ – 58 мгр/т. Таким образом, намечается если уж не относительное накопление осмия в верхних частях разреза, то во всяком случае, относительное накопление его в ЦРТ по сравнению с ЗРТ.

Во всех типах вмещающих пород содержание осмия невелико и составляет 10-30 мгр/т.

Рутений. Распределение рутения в рудах аналогично распределению осмия. Средние содержания по частным пробам составляют: ЗРТ – 100 мгр/т, ЦРТ – 2-110 мгр/т, ВРТ – 82 мгр/т. Пределы содержаний элемента по данным анализа технологических проб следующее: ЗРТ – 50-150 мгр/т, ЦРТ – 100-500 мгр/т, ВРТ – 60-200 мгр/т. Балансовые значения для технологических проб со-

ставляют: ЗРТ – 120 и 170 мгр/т, ЦРТ – 150 мгр/т, ВРТ – 65 мгр/т. Вероятно распределение осмия и рутения связано функциональной зависимостью не только с распределением их собственных минералов, но и с распределением главного рудообразующего минерала – хромшпинелида.

Золото. Нехарактерный компонент руд. Содержание его по опорному разрезу составляет для ЗРТ, ЦРТ и ВРТ 2-3 мгр/т. Во вмещающих породах оно содержится в соизмеримых количествах, повышаясь лишь в зонах контакта с дайками габбро-диабазов. Балансовые содержания золота в ЦРТ – 25-28 мгр/т, в ВРТ – 19-26 мгр/т, что мы склонны связывать с воздействием контаминирующего материала технологических проб. Из всех пород месторождения максимальными содержаниями золота характеризуются габбро-диабазы. Балансовое содержание золота в крупнообъемной пробе ЮС-6 составляет 65 мгр/т.

Анализ всех полученных материалов позволяет сделать вывод о характере специализации хромитовых руд и пород Южно-Сарановского месторождения в отношении МПГ, и наметить характерные пропорции этих металлов. В целом для руд выявляется отчетливая специализация по рутению, иридию, осмию, платине. При этом специализация рудных тел, относящихся к разным частям разреза, существенно отлична (рис. 2).

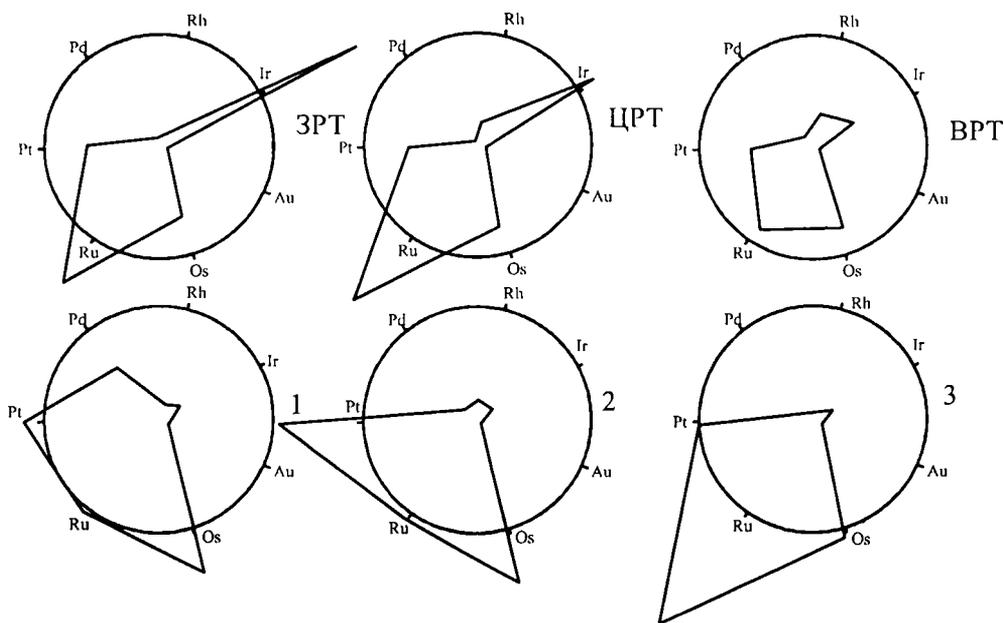


Рис. 2. Геохимическая специализация руд и пород Южно-Сарановского месторождения:

1 - дуниты; 2 – дунит-гарцбургиты; 3 – гарцбургиты.

Для западного рудного тела очень характерна ведущая роль рутения и иридия. Ряд убывания для него выглядит следующим образом: рутений, иридий, осмий, платина, родий, палладий.

Для центрального рудного тела характерна ведущая роль трех элементов – рутения, осмия и иридия. Ряд убывания для ЦРТ выглядит следующим образом: рутений, осмий, иридий, платина, родий, палладий.

Для восточного рудного тела характерна ведущая роль четырех элементов (рутения, осмия, иридия, платины), а ряд убывания выглядит следующим образом: рутений, осмий, иридий, платина, родий, палладий.

В целом для хромитоносного разреза Южно-Сарановского месторождения характерно уменьшение вверх по нему роли иридия и возрастание роли родия, палладия и, возможно, осмия.

Суммарные концентрации платиновых металлов в хромитовых рудах невысоки: ЗРТ – 0,4 г/т, ЦРТ – 0,5 г/т, ВРТ – 0,3 г/т, однако в локальных участках с видимой минерализацией МПГ нами установлены содержания до 1-2 г/т по сумме.

Специализация рудовмещающих гипербазитов (рис. 2) комплементарна специализации хромитовых руд.

ГЛАВА 4. СОСТАВ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РУДАХ ЮЖНО-САРАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изучение состава сульфидной минерализации выполнено на основе коллекции полированных шлифов, собранной нами по керну разведочных скважин профиля 14а (см. рис. 1), а также цементационных препаратов, изготовленных из флотационных сульфидных концентратов, выделенных из технологических проб хромитовых руд Южно-Сарановского месторождения (рис. 3-5).

Поскольку для Главного Сарановского хромитового месторождения тесная связь сульфидов цветных и благородных металлов однозначно доказана (3-4), настоящее исследование преследовало цель дать развернутую характеристику парагенезиса сульфидных минералов, продуктивного на МПГ.

Прежде всего, отметим, что сульфидные минералы являются обычным и широко распространенным компонентом хромитовых руд. Количество сульфидных фаз в рудах изменяется в широких пределах от 0,01 до 0,2% вес (см. рис. 1), обычно составляет около 0,05 вес%. По относительной обогащенности хромитовых руд сульфидными фазами можно наметить следующий ряд убывания: ВРТ-ЗРТ-ЦРТ.

Сульфидные выделения в рудах имеют очень мелкие размеры – от 5-10 мкм до 50-100 мкм, в редких случаях 200-300 мкм и более. Как правило, эти выделения монобифазные образования, редко они полифазны. Сульфидные зерна чаще находятся в серпентин-хлоритовом цементе руд, реже встречаются внутри зерен хромшпинелида по трещинам и вне связи с ними в краевых частях этих зерен. По размеру выделения сульфидов в хромшпинелидах мельче, чем в цементе руд и редко превышает 20-30 мкм.

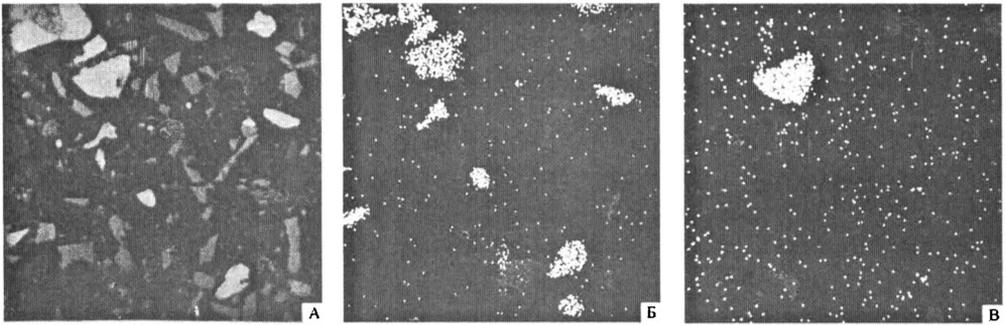


Рис. 3. Концентрат флотации из руд ЗРТ (проба ЮС-3).

Цементационный препарат. Увеличение 150. А – отраженные электроны; Б-Д – характеристическое излучение никеля, кобальта, серы, железа.

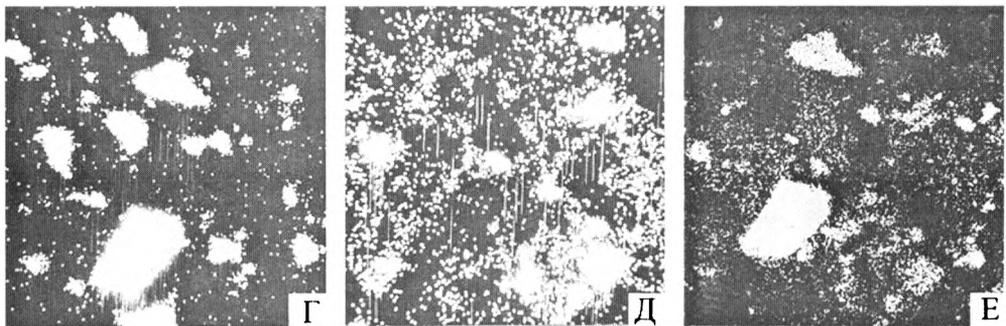
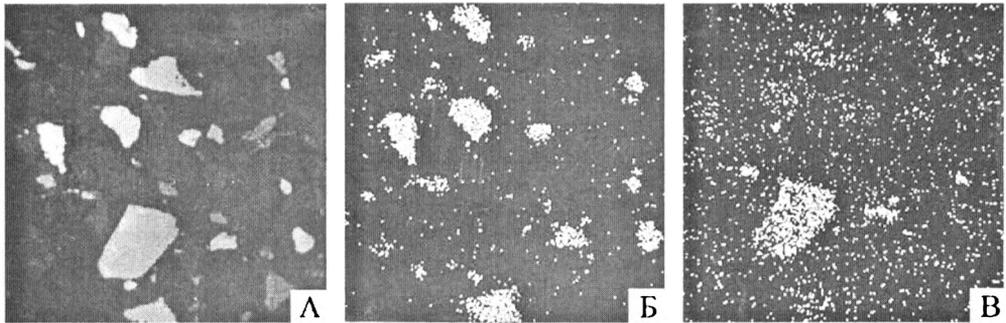
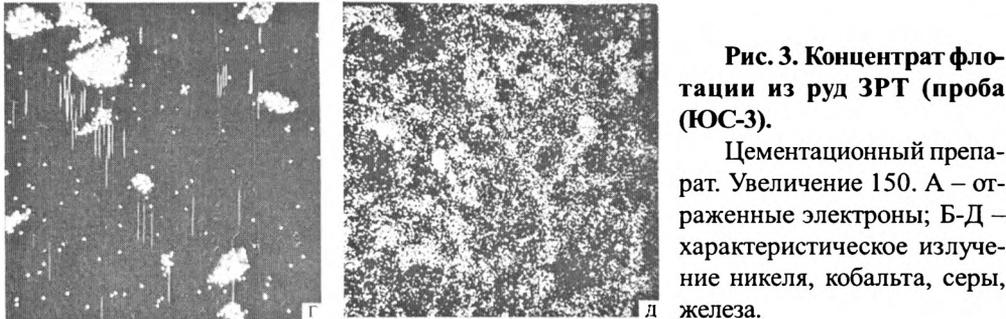


Рис. 4. Концентрат флотации из руд ЦРТ (проба ЮС-1).

Цементационный препарат. Увеличение 150. А – отраженные электроны; Б-Е – характеристическое излучение никеля, кобальта, серы, хрома, железа.

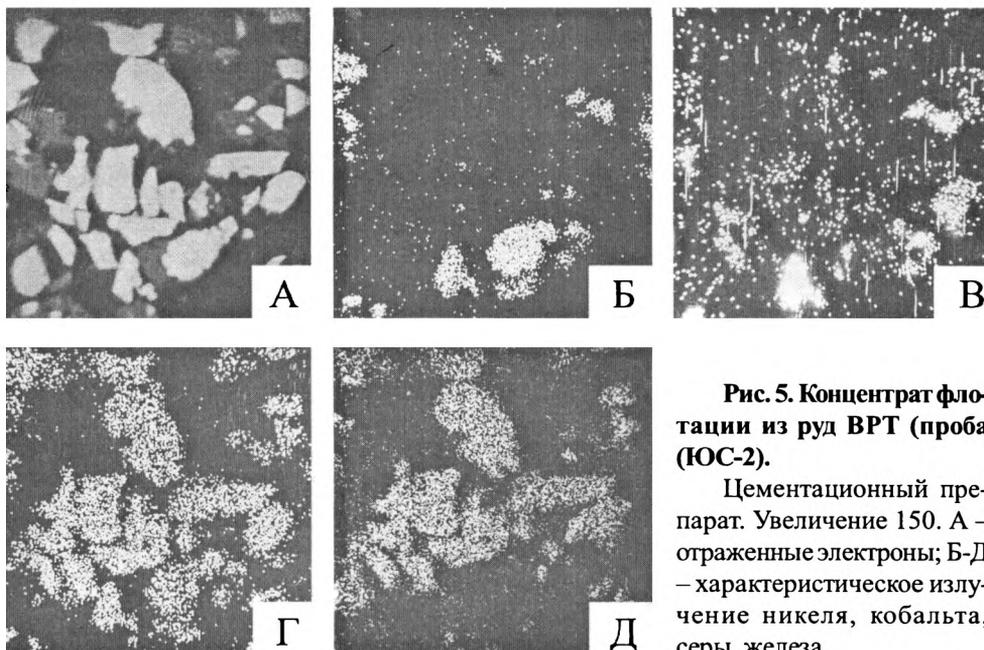


Рис. 5. Концентрат флотации из руд ВРТ (проба ЮС-2).

Цементационный препарат. Увеличение 150. А – отраженные электроны; Б-Д – характеристическое излучение никеля, кобальта, серы, железа.

Минеральный состав сульфидных зерен довольно разнообразен, причем относительная распространенность минералов изменяется по разрезу от одного удного тела к другому. Например, в ЗРТ и ЦРТ преобладает миллерит, в то время как в ВРТ – пирит.

Наиболее распространенными сульфидными минералами хромитовых руд являются миллерит, пирит, халькопирит. Менее распространенными, но характерными минералами являются виоларит, полидимит, зигенит. К редким, но важным относятся минералы ряда герсдорфит-кобальтин, лаурит-эрликманит, брегит-высоцкит.

Большинство перечисленных минералов установлено для Южно-Сарановского месторождения впервые.

Результаты изучения состава наиболее распространенных сульфидных минералов методами рентгеноспектрального микроанализа приведены в таблицах 4-5. Наиболее существенным итогом проделанной работы является выявление разнообразных кобальт-содержащих и кобальтовых сульфидов и открытие собственных минералов МПГ в рудах Южно-Сарановского месторождения.

Установлено, что состав никелевых и кобальто-никелевых сульфидов закономерно изменяется по разрезу месторождения, причем главной тенденцией изменения является нарастание их железистости и кобальтовистости от ЗРТ к ВРТ.

Впервые найденные минералы ряда герсдорфит-кобальтин (табл. 4, рис. 15-6) содержат небольшие примесные количества МПГ (Os, Ir, Ru), что является

Таблица 4

**Состав сульфидных минералов хромитовых руд
Южно-Сарановского месторождения**

№ п/п	Минеральные виды, разновидности	Содержание, вес % *					
		Fe	Ni	Co	Cu	S	As
1	Миллерит ЗРТ NiS	0,6	60,4	0,06	н/о	34,8	н/о
2	Миллерит ЦРТ NiS	2,4	58,2	0,04	0,6	33,0	н/о
3	Миллерит ВРТ NiS	1,1	59,0	0,4	0,12	32,4	н/о
4	Пирит ЦРТ FeS ₂	41,6	н/о	1,1	н/о	62,0	н/о
5	Пирит ВРТ FeS ₂	39,6	0,05	0,06	0,11	60,2	н/о
6	Халькопирит ЦРТ CuFeS ₂	31,6	0,5	0,09	32,7	34,9	н/о
7	Халькопирит ВРТ CuFeS ₂	17,7	0,13	0,04	19,5	39,3	н/о
8	Полидимит ЗРТ Ni ₃ S ₄	1,0	56,0	0,03	н/о	41,0	н/о
9	Виоларит ЦРТ (Ni, Fe) ₂ S ₄	21,0	37,0	1,3	н/о	40,0	н/о
10	Зигенит ЗРТ (Ni, Co) ₃ S ₄	1,5	37,5	14,6	н/о	43,8	н/о
11	Зигенит ЦРТ (Ni, Co) ₃ S ₄	4,6	36,7	12,0	н/о	43,0	н/о
12	Зигенит ВРТ (Ni, Co) ₃ S ₄	6,0	39,3	10,4	0,13	41,8	н/о
13	Кобальтовый ЦРТ герсдорфит NiCoAsS	2,8	15,0	22,0	н/о	18,0	36,0

* Измеренные концентрации до введения поправок по программе

Таблица 5

**Состав сульфидов платиновых металлов в хромитовых рудах
Южно-Сарановского месторождения**

№ п/п	Минеральные виды, разновидности	Содержание, вес % *							
		Ru	Os	Ir	Rh	Fe	Cu	Ni	S
1	Лаурит ЗРТ (Ru, Os, Ir)S ₂	32,1	4,2	3,2	н/о	0,3	н/о	0,3	47,0
2	Лаурит ЗРТ (Ru, Os, Ir)S ₂	32,0	3,3	1,4	н/о	0,15	н/о	0,1	38,0
3	Лаурит ЗРТ (Ru, Os, Ir)S ₂	30,0	5,0	4,1	н/о	0,8	н/о	0,4	41,0
4	Лаурит ЗРТ (Ru, Os, Ir)S ₂	33,1	4,5	3,0	н/о	0,3	н/о	0,4	54,0
5	Лаурит ЗРТ (Ru, Os, Ir)S ₂	30,0	4,0	3,3	н/о	0,2	н/о	0,1	36,0
6	Лаурит ЦРТ (Ru, Os, Ir)S ₂	22,0	15,5	2,5	н/о	0,7	н/о	2,0	38,0
7	Лаурит ЦРТ (Ru, Os, Ir)S ₂	20,0	10,0	3,0	н/о	0,9	н/о	5,0	37,0
8	Лаурит осмиевый ЦРТ (Ru, Os, Ir, Rh)S ₂	18,7	26,2	3,0	1,3	0,6	0,2	0,2	31,0
9	Лаурит осмиевый ЦРТ (Ru, Os, Ir, Rh)S ₂	17,4	22,6	7,4	1,6	0,9	0,3	0,1	30,0
10	Лаурит ВРТ (Ru, Os, Ir, Rh)S ₂	29,0	12,0	5,8	3,0	0,6	0,12	0,1	39,1
11	Лаурит ВРТ (Ru, Os, Ir, Rh)S ₂	22,8	14,8	2,0	2,2	1,0	0,7	0,4	28,0
12	Эрликманит (Os, Ir, Ru)S ₂	2,0	32,5	18,5	н/о	1,2	0,4	5,0	22,0

* Измеренные концентрации до введения поправок по программе

одной из форм нахождения последних в рудах и подтверждает данные с большой изоморфной емкости сульфоарсенидов никеля и кобальта в отношении МПГ (11).

Непосредственные находки собственных минералов МПГ в хромитовых рудах впервые сделаны Ю.А. Волченко для руд ЗРТ и ЦРТ (скв. 520, инт. 97 м, 136 м, 142 м, 151 м) и одновременно Т.А. Шиловой в рудах ЦРТ (скв. 521, инт. 189,5 м, 190,2 м) в промежуточном рудном теле (скв. 521, инт. 219,6 м) и рудах ВРТ (скв. 521, инт. 227-228 м. Скв. 519, инт. 93 и 103 м). Ю.А. Волченко минералы МПГ установлены также впервые в концентратах из ВРТ, ЦРТ и ЗРТ. Собранные этими авторами препараты с минералами МПГ исследовались далее в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР, что дает возможность обстоятельно рассмотреть условия нахождения, состав и изменчивость минерализации МПГ в хромитоносном разрезе Южно-Сарановского месторождения (12.).

Наиболее распространенный минерал МПГ лаурит $(Ru, Os, Ir)_2S_2$ встречен в виде мелких (5-50 мкм) идиоморфных кристаллических зерен, форма которых весьма характерна для различных сечений октаэдрических и додекаэдрических кристаллов. Своим очень высоким рельефом и белым с сероватым и голу-

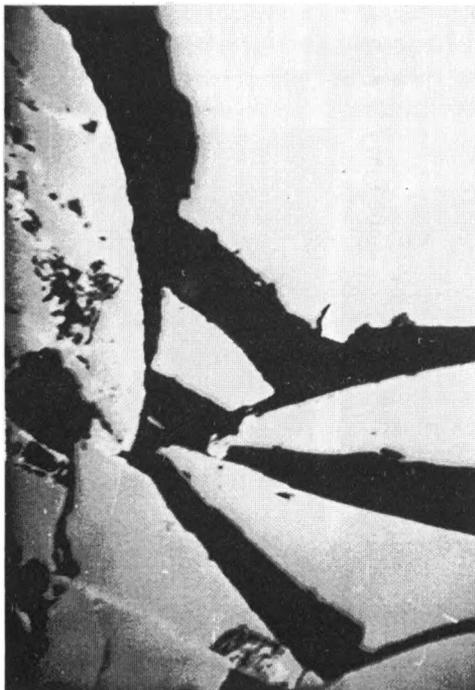


Рис. 6. Зерно лаурита $(Ru, Os, Ir)_2S_2$ (белое) в хромшпинелиде (серое) руд ЗРТ. Полированный шлиф. Увеличение 500. Отраженный свет.

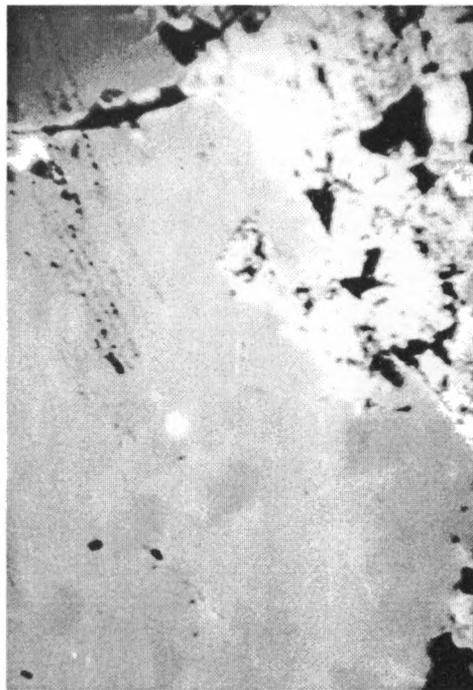


Рис. 7. Лаурит $(Ru, Os, Ir)_2S_2$ (белое) в хромшпинелиде (серое) руд ЗРТ. Увеличение 500. Отраженный свет.

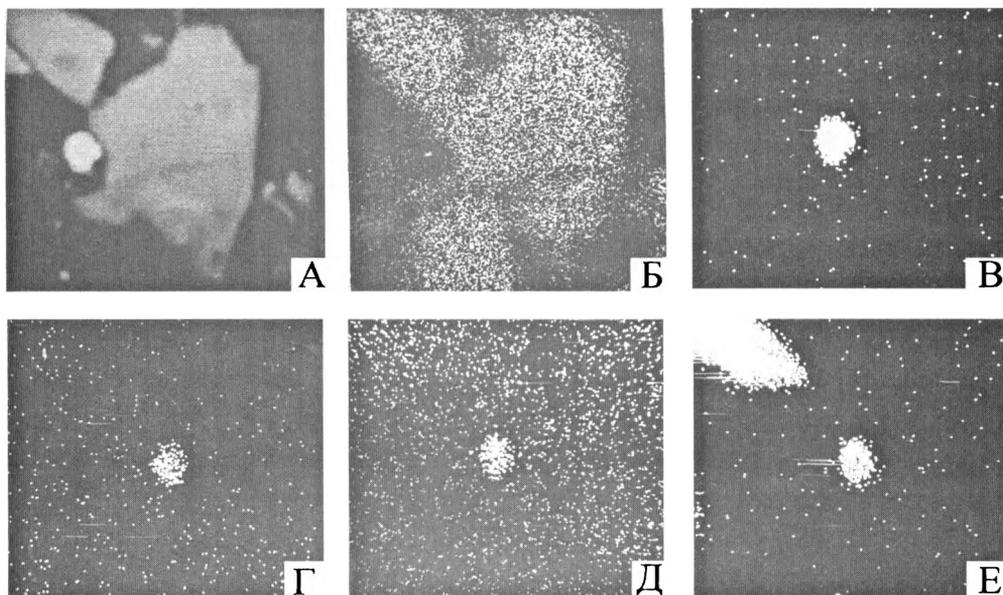


Рис. 8. Сросток лаурита (Ru, Os, Ir) S_2 (белое) с хромшпинелидом (светло-серое).

Концентрат флотации из руд ЗРТ. Цементационный препарат. Увеличение 1000. А – отраженные электроны, Б-Е – характеристическое излучение хрома, рутения, осмия, иридия, серы.

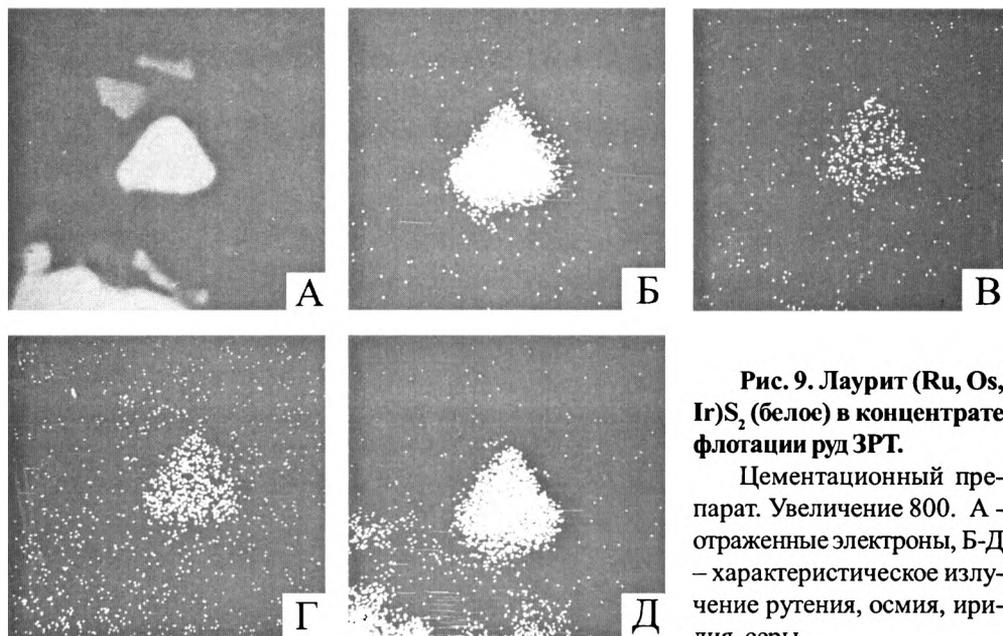


Рис. 9. Лаурит (Ru, Os, Ir) S_2 (белое) в концентрате флотации руд ЗРТ.

Цементационный препарат. Увеличение 800. А – отраженные электроны, Б-Д – характеристическое излучение рутения, осмия, иридия, серы.

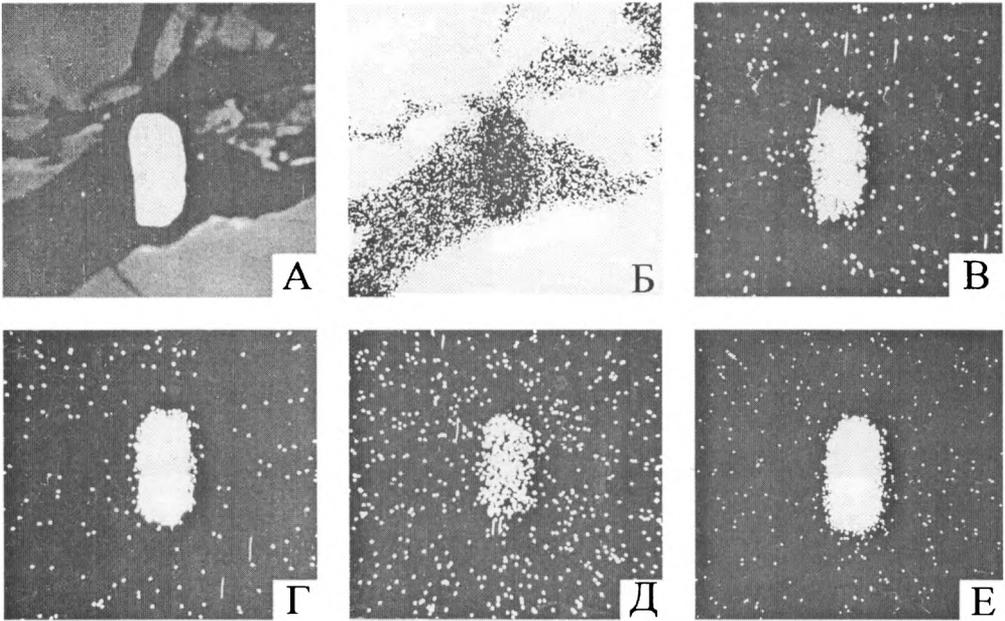


Рис. 10. Вросток лаурига осмиевого (Ru, Os, Ir, Rh) S_2 (белое) в хлоритовом цементе руд ЦРТ.
 Полированный шлиф. Увеличение 1000. А – отраженные электроны, Б-Е – характеристическое излучение хрома, рутения, осмия, иридия, серы.

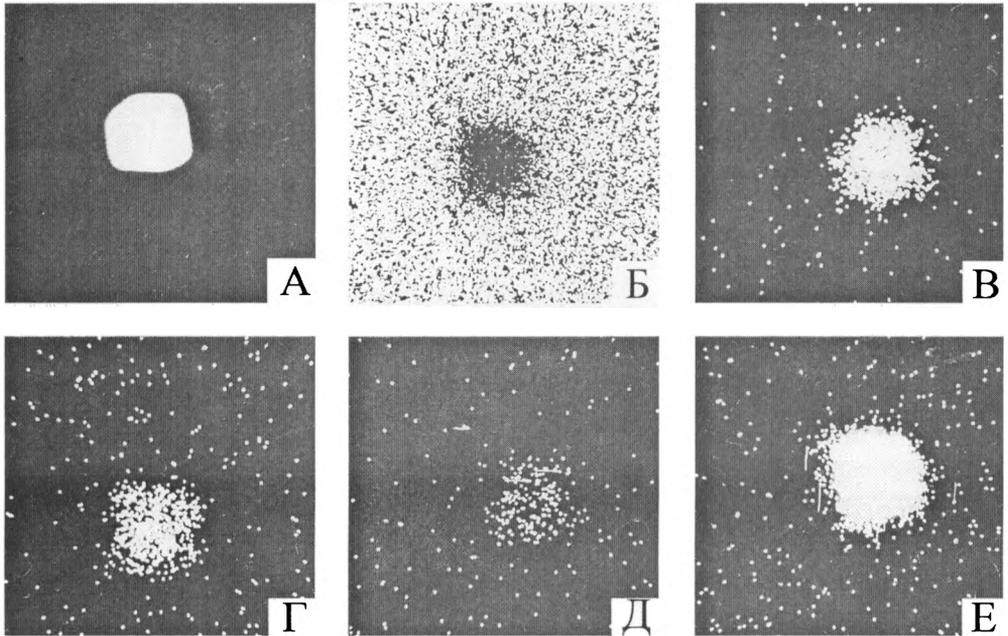


Рис. 11. Лаурит осмиевый (Ru, Os, Ir, Rh) S_2 (белое) в хромшпинелиде руд ЦРТ.
 Полированный шлиф. Увеличение 2000. А – отраженные электроны, Б-Е – характеристическое излучение хрома, рутения, осмия, иридия, серы.

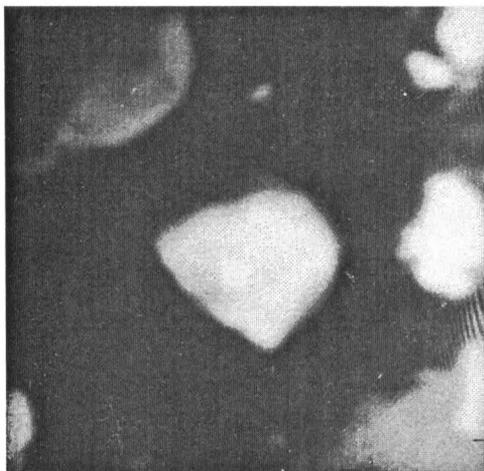


Рис. 12. Лаурит $(\text{Ru, Os, Ir, Rh})\text{S}_2$ (белое) в кобальтовом пирите (светло-серое). Концентрат флотации руд ВРТ. Цементационный препарат. Увеличение 1000. Отраженные электроны.

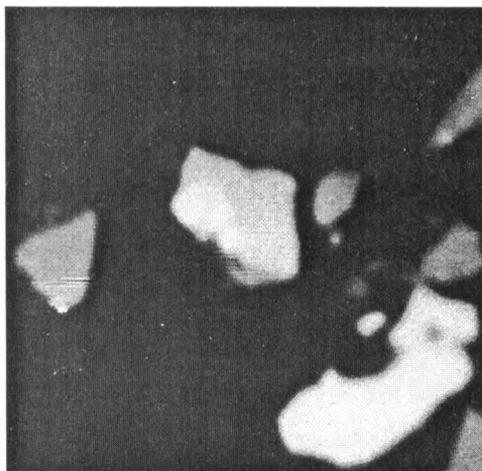


Рис. 13. Лаурит $(\text{Ru, Os, Ir})\text{S}_2$ (белое) в миллерите NiS (светло-серое). Концентрат флотации руд ЦРТ. Цементационный препарат. Увеличение 1000. Отраженные электроны.

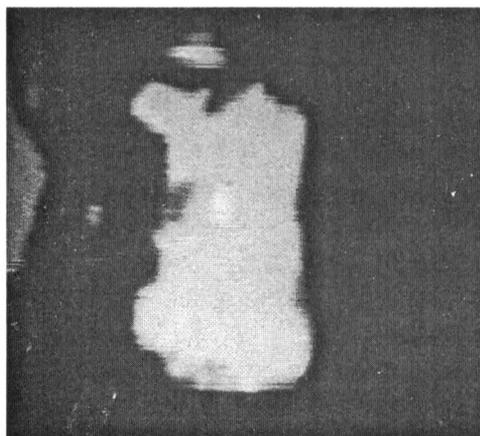


Рис. 14. Эрлихманит $(\text{Os, Ir, Ru})\text{S}_2$ (белое) в миллерите NiS (светло-серое). Концентрат флотации руд ЦРТ. Цементационный препарат. Увеличение 800. Отраженные электроны.

боватым оттенком цветом лаурит резко выделяется на фоне вмещающих хромшпинелидов и других сульфидов. Спецификой нахождения лаурита является его приуроченность к краевым частям рудных тел, где процессы динамометаморфизма и аллометаморфизма хромитовых руд проявлены наиболее отчетливо. Большинство встреченных зерен лаурита находится в порфирировидных оливиновых хромититах с более или менее сильно проявленной катакластической структурой, вплоть до типичных катаклизитов по хромититам. В этих участках зерна

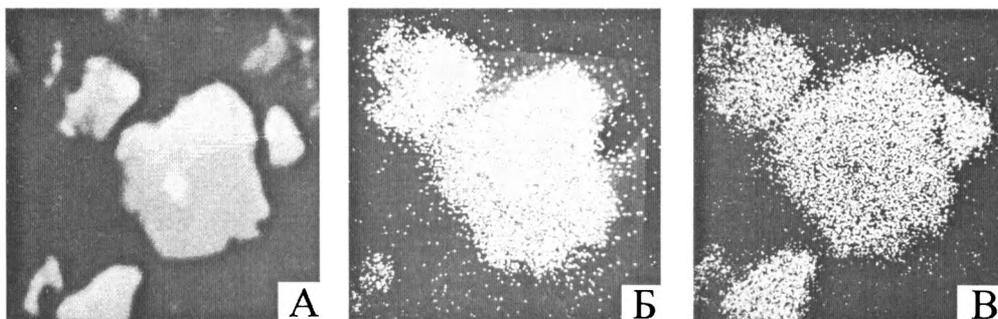


Рис. 15. Кобальтовый герсдорфит $(\text{Ni}, \text{Co})\text{AsS}$ (белое) в зигените $(\text{Ni}, \text{Co})_3\text{S}_4$ (светло-серое).

Концентрат флотации руд ВРТ. Цементационный препарат. Увеличение 700. А - отраженные электроны, Б-Д - характеристическое излучение кобальта, никеля, серы, мышьяка.

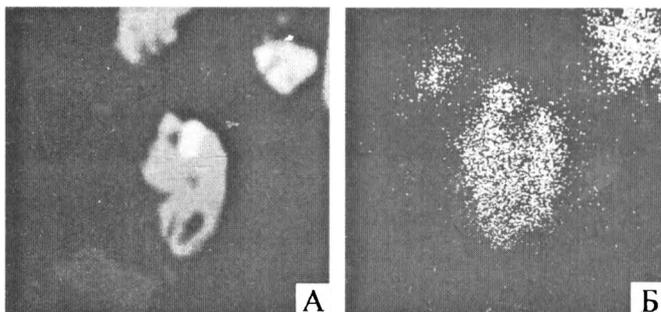
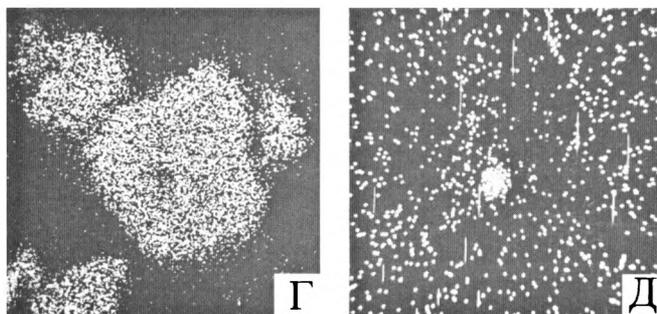


Рис. 16. Кобальтовый герсдорфит $(\text{Ni}, \text{Co})\text{AsS}$ (белое) в полидимите Ni_3S_4 (светло-серое).

Концентрат флотации руд ЦРТ. Цементационный препарат. Увеличение 800. А - отраженные электроны, Б-Г - характеристическое излучение никеля, серы, мышьяка.

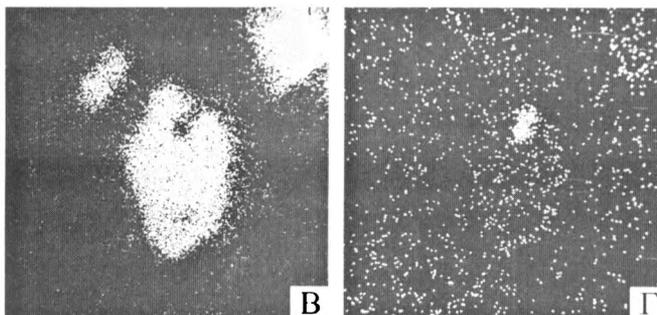


Рис. 17. Зерно лаурита (Ru, Os, Ir, Rh) S_2 (белое) в хромшпинелиде (серое) руд ВРТ.

Полированный шлиф. Увеличение 500. Отраженный свет.

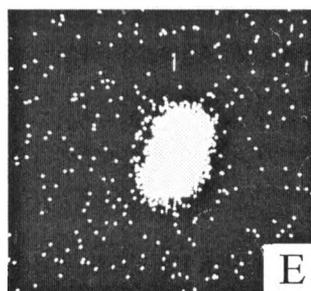
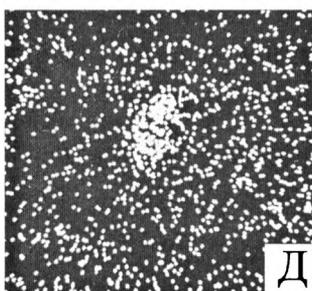
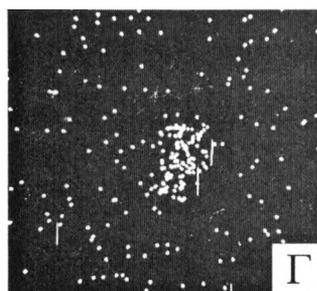
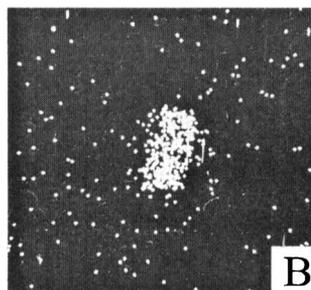
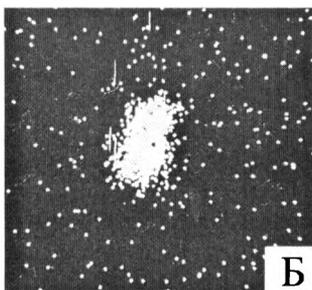
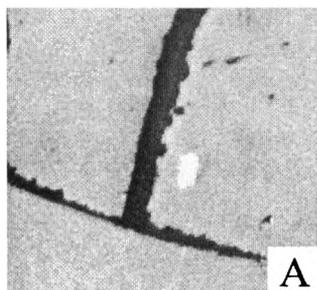
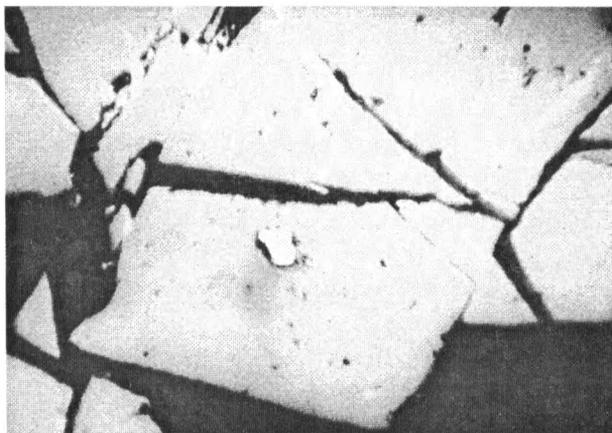


Рис. 18. Вросток лаурита (Ru, Os, Ir, Rh) S_2 (белое) в хромшпинелиде (светло-серое) руд ВРТ.

Полированный шлиф. Увеличение 500. А – отраженный свет, Б-Е – характеристическое излучение рутения, осмия, иридия, родия, серы.

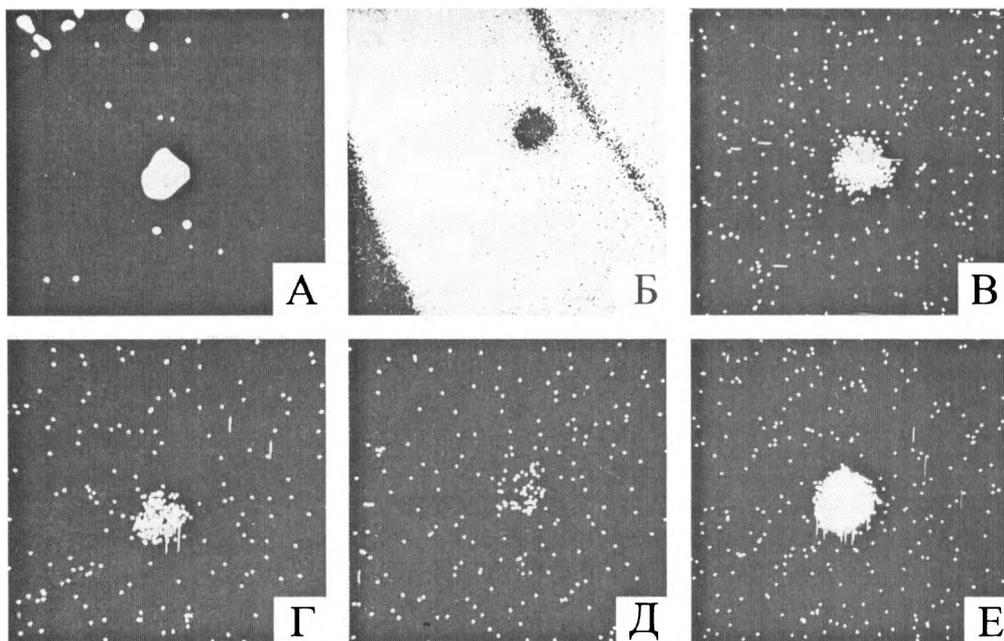


Рис. 19. Вросток лаурита ($\text{Ru, Os, Ir, Rh} \text{S}_2$) (белое) в хромшпинелиде руд ВРТ.

Полированный шлиф. Увеличение 1000. А – отраженные электроны, Б-Е – характеристическое излучение хрома, рутения, осмия, иридия, серы.

хромшпинелида с периферии и по многочисленным трещинкам замещаются феррихромитом и магнетитом, серпентинитовый цемент замещается хлоритом и карбонатом, появляются многочисленные мелкие зерна сульфидов никеля и железа. Включения лаурита находятся в краевых частях деформированных зерен хромшпинелида, вблизи трещин, либо в хромистом хлорите цемента руд слабая мономинеральные вростки, либо находясь в тесном парагенезисе с миллеритом NiS , кобальтосодержащим пиритом $(\text{Fe, Co})\text{S}_2$, хроммагнетитом (рис. 6-13).

Состав лаурита и других сопровождающих его минералов изучен разными методами РСМА в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР на приборе JXA-5. Установлено, что основными минералообразующими компонентами сарановского лаурита являются рутений, осмий, иридий, родий и сера. Примесные компоненты представлены железом, никелем и мышьяком. Состав лаурита варьирует в широких пределах (табл. 5), при этом намечается его закономерное изменение по разрезу от Западного к Восточному рудному телу. Оно заключается в относительном обогащении лаурита осмием и родием, появлением в лауритах Восточного рудного тела существенных количеств (до 1-2% вес) мышьяка. Все сарановские лауриты содержат значительную примесь иридия (до 5-9 % вес), что резко отличает их от лауритов Платиноносного пояса Урала (рис. 20).

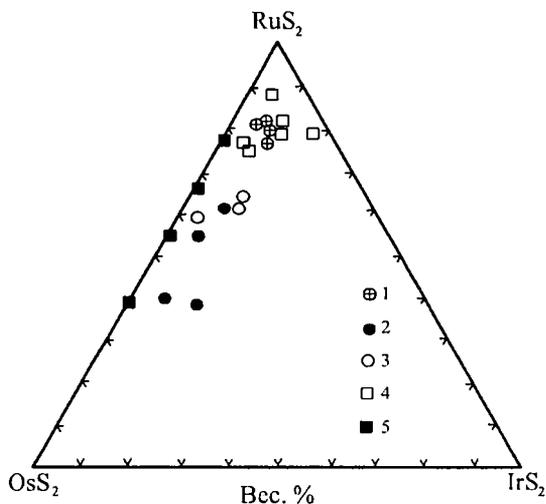


Рис. 20. Диаграмма состава лауритов Южно-Сарановского месторождения:

1 – ЗРТ, 2 – ЦРТ, 3 – ВРТ, 4 – лауриты Бушвельда (Ю. Африка), 5 – лауриты Качканарского комплекса (Урал)

Исходя из общепринятых принципов разделения дисульфидов рутения и осмия, можно утверждать, что в Сарановском хромитоносном комплексе помимо собственно лауритов, встреченных в хромитах Западного рудного тела, присутствуют осмийсодержащие лауриты в Восточном рудном теле и лауриты осмиевые, встреченные в руде Центрального рудного тела (рис. 10-11; 20).

Приуроченность лауритовой минерализации к участкам метаморфизованных хромитовых руд с повышенной и высокой степенью окисления железа тесный парагенезис лауритовых зерен с метаморфогенными сульфидами никеля и железа (кобальтсодержащий миллерит, кобальтовый пирит) и хроммагнетитом, позволяют рассматривать ее как продукт процесса метаморфизма сарановских руд, сопровождающегося локальной гидротермальной мобилизацией платиновых металлов, первично заключенных в рудообразующих хромшпинелидах.

Кроме собственно лауритов и лауритов осмиевых, нами в концентратах из руд ЦРТ установлены фазы, резко обогащенные осмием и иридием (табл. 5). Встречены они в виде вростков размером 5-10-20 мкм в миллерите (рис. 14). Положение точек отвечающих данным составам на тройной диаграмме RuS_2 - OsS_2 - IrS_2 свидетельствует о том, что мы имеем дело с эрлихманитами OsS_2 , аномально обогащенными иридием, но еще не потерявшими, судя по оптическим свойствам, своей кубической решетки.

В препаратах из руд ЦРТ опорного разреза 14А нами установлены минералы ряда бреггит (Pt, Ni)S – высокоцит (Pd, Ni)S (скв. 520, инт. 135-139 м) в виде весьма тонких (1-10 мкм) включений в хромшпинелидах. Количественный анализ этих зерен, к сожалению, выполнить не удалось. Но сама находка их в значительной мере объясняет относительную обогащенность шламовых классов флотационных концентратов из руд платиной и палладием, и отсутствие этих минералов в «зернистых» флотационных концентратах.

ГЛАВА 5. ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КОМПЛЕКСНОСТИ ХРОМИТОВЫХ РУД ЮЖНО-САРАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Исследования выполнены на материале 4 проб представительного характеризующих все природные типы руд Южно-сарановского месторождения. Проба ЮС-1 характеризует руды Центрального рудного тела, ЮС-2 – руды Восточного рудного тела, ЮС-3 – кондиционные руды Западного рудного тела и ЮС-4 – некондиционные руды Западного рудного тела и все пробы составлены на основе секционного опробования разведочных скважин, вскрывших хромитовые руды в разных частях месторождений по относительно равномерной сети (рис. 21-23).

Вещественный состав исследованных проб приведен в таблицах 6-7. Хромитовая руда всех проб подготавливалась к исследованиям по стандартной схеме, включающей дробление до крупности 2-0, многократное перемешивание и квартование.

Проведен ситовой анализ дробленной руды всех проб, который показал, что концентрация платины и палладия ни в одном из классов крупности не происходит. Отмечается лишь некоторая концентрация золота в мелких и тонких классах.

Для проб ЮС-1 и ЮС-2 проведены поисковые опыты по гравитации.

Опыты по гравитационному обогащению проводились на полупромышленном концентрационном столе с диагональной декой площадью 2м².

Руда, измельченная до крупности минус 0,63 мм, обрабатывалась с получением четырех продуктов: концентрата, промпродукта, шламов и хвостов. Промпродукт перечищался.

Концентрация благородных и цветных металлов не происходит (табл. 8).

Очень низкое содержание платиноидов и золота в исходной руде, результаты ситового анализа и результаты обогащения на концентрационном столе позволяют сделать вывод о том, что благородные металлы в хромитовых рудах Южно-Сарановского месторождения находятся в виде тонких зерен и не могут быть извлечены гравитационными методами.

Вследствие отрицательных результатов, полученных по гравитации, все последующие испытания 4 проб проводились по флотационной схеме. За основу были приняты параметры технологического режима и схема, разработанные при исследованиях по флотационному извлечению платиноидов из хромитовых руд Главного Сарановского месторождения (3), рис. 24.

Опыты по флотации проводились в следующих условиях: навески руды (1 кг) измельчались в лабораторной стержневой мельнице при весовом соотношении руды, воды и стержней 1:0,5:10 до крупности 71-88% класса – 0,074 мм, основная и контрольная флотация проводилась в лабораторной флотомашине конструкции института Уралмеханобр с объемом камеры 3 л, перечистки – во флотомашине 157 ФЛ с объемом камеры 0,75 л.

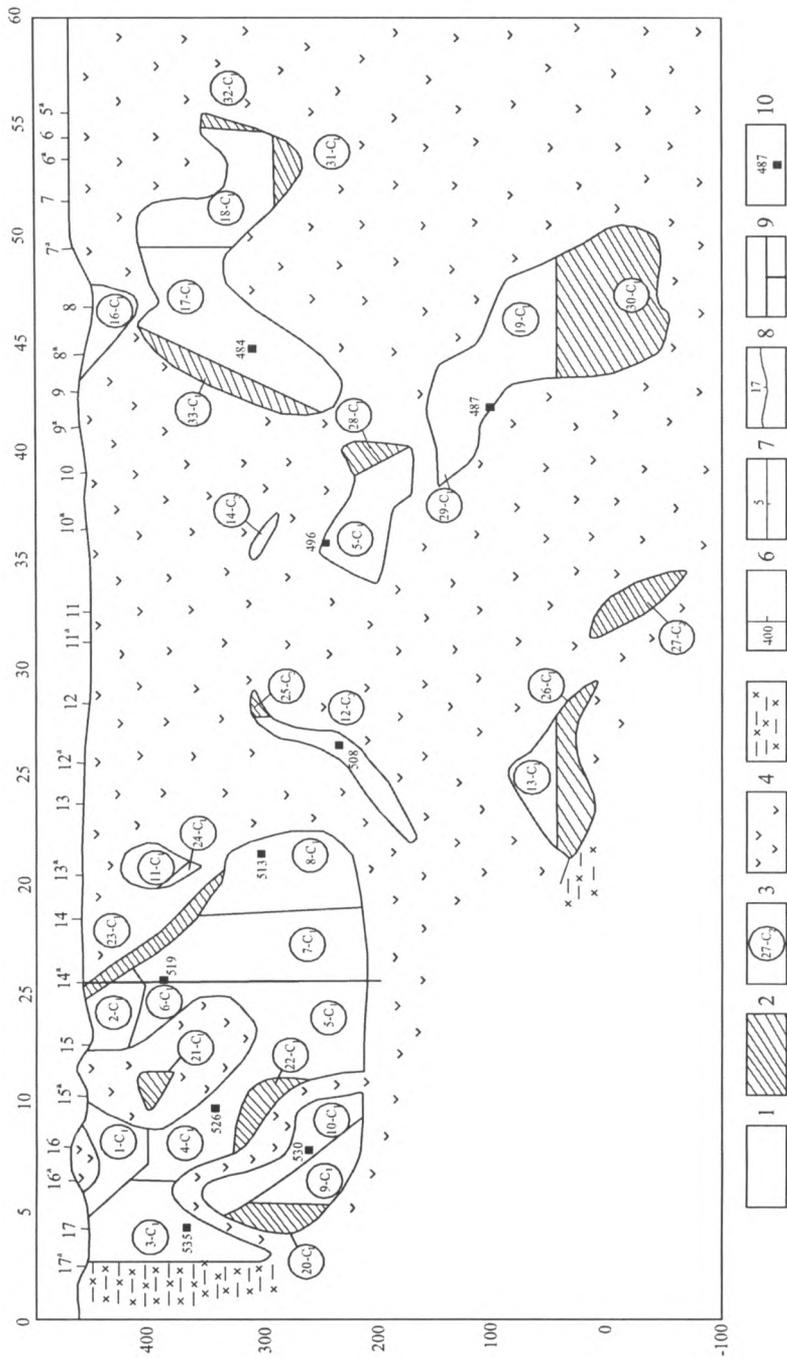


Рис. 21. Схема опробования на платиноиды (схематическая продольная проекция ПРТ на вертикальную плоскость).

1 – балансовые запасы; 2 – забалансовые запасы; 3 – номер блока и категория запасов; 4 – серпентиниты в зонах тектонических зияний; 5 – сланцы в зонах тектонических зияний; 6 – линии горизонтов и их высотные отметки; 7 – линии осей маркшейдерской сетки и их номера; 8 – линии разрезов и их номера; 9 – опорный разрез; 10 – места отбора материала в технологическую пробу ЮС-1.

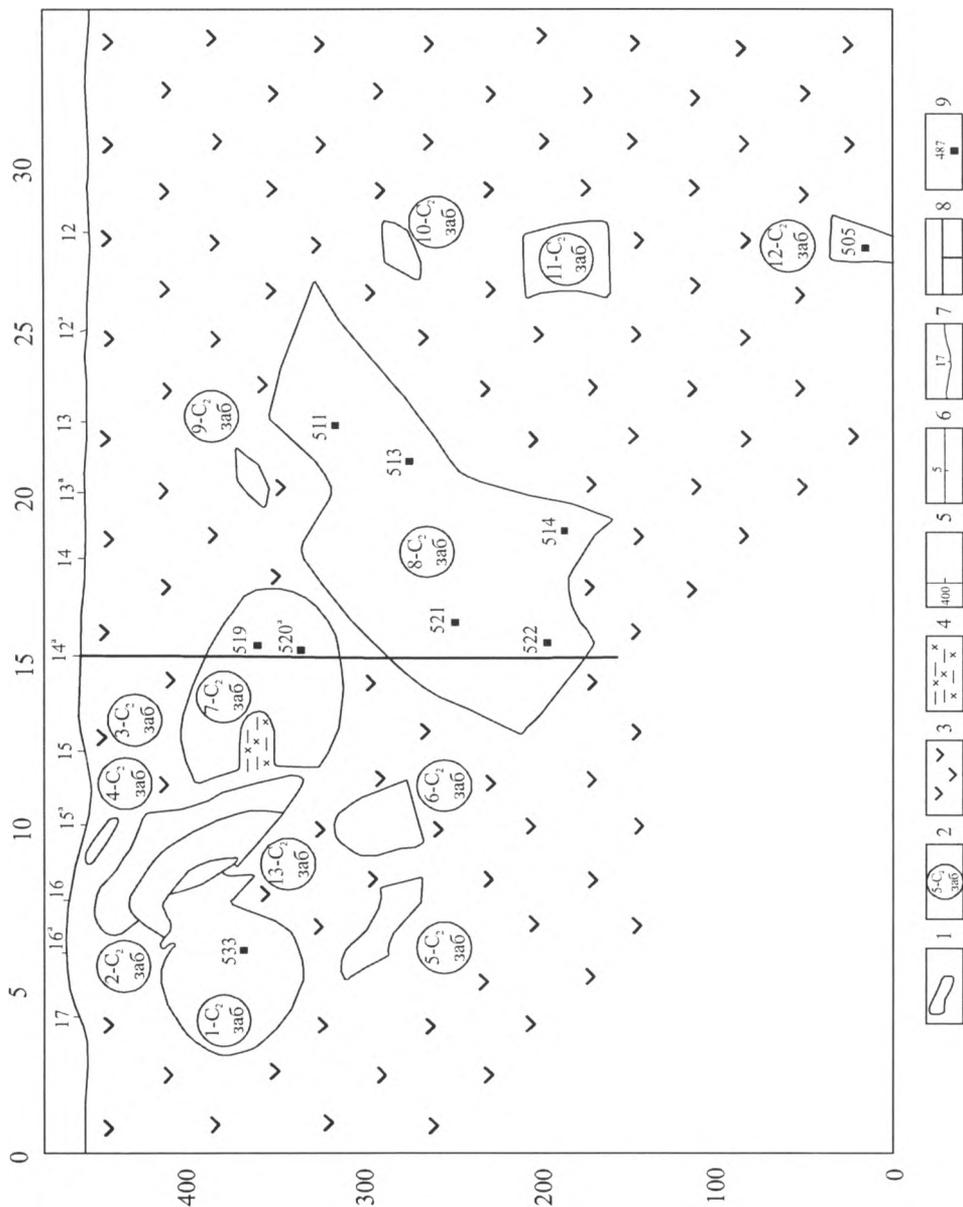


Рис. 22. Схема опробования на платиноиды (схематическая продольная проекция ВРТ на вертикальную плоскость).

1 – контур подсчетных блоков; 2 – номер блока и категория запасов; 3 – серпентиниты в зонах тектонических зияний и выклиниваний; 4 – сланцы в зонах тектонических зияний; 5 – линии горизонтов и их высотные отметки; 6 – линии осей маркшейдерской сетки и их номера; 7 – линии разрезов и их номера; 8 – опорный разрез; 9 – места отбора материала в технологическую пробу ЮС-2.

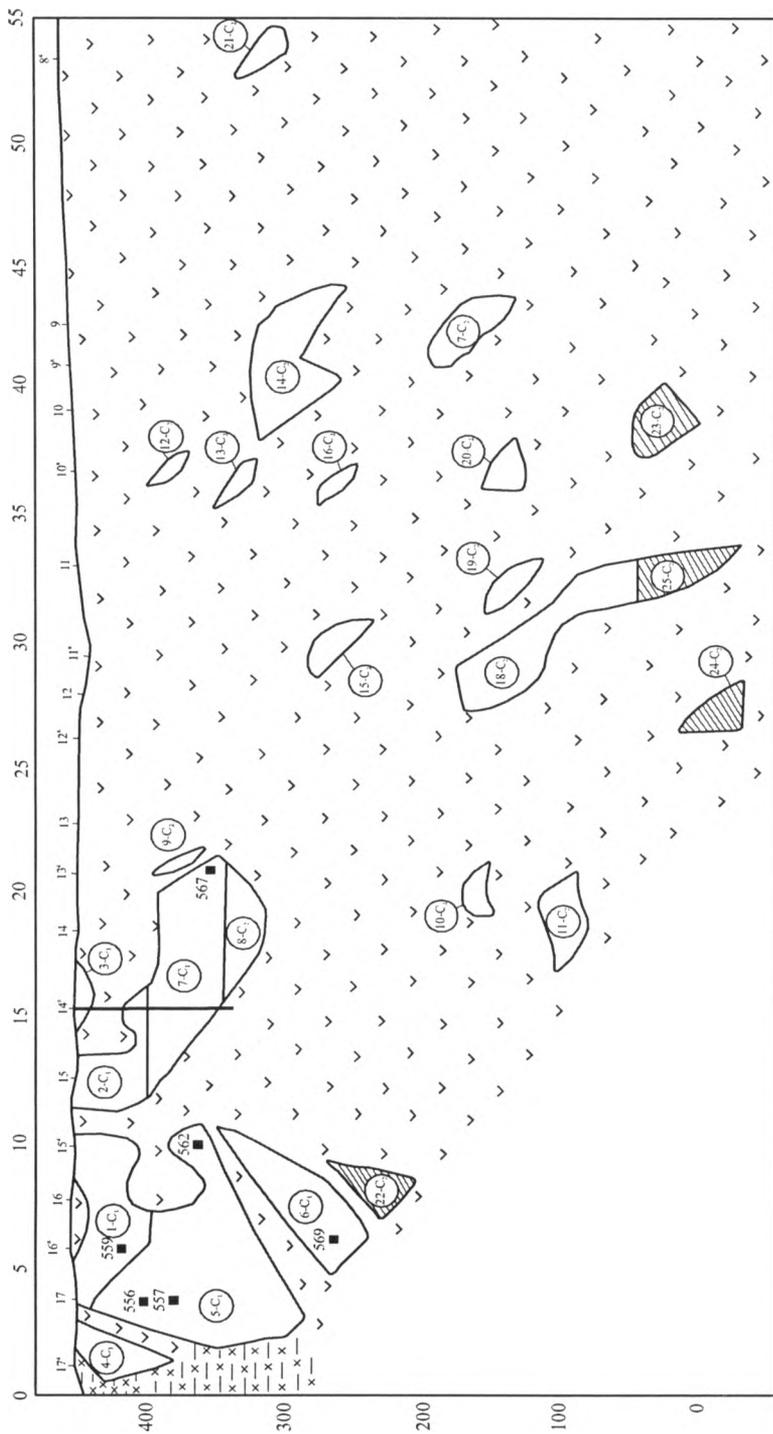


Рис. 23. Схема опробования на платиноиды (схематическая продольная проекция ЗРТ на вертикальную плоскость).

1 – балансовые запасы; 2 – забалансовые запасы; 3 – номер блока и категория запасов; 4 – серпентиниты в зонах тектонических зоний; 5 – сланцы в зонах тектонических зоний; 6 – линии горизонтов и их высотные отметки; 7 – линии осей маркшейдерской сетки и их номера; 8 – линии разрезов и их номера; 9 – опорный разрез; 10 – места отбора материала в технологические пробы ЮС-3, ЮС-4.

**Результаты химического анализа крупнообъемных проб
хромитовых руд и жильных пород
Южно-Сарановского месторождения на основные компоненты**

Пробы	Содержание, % вес								
	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	FeO	MgO	Cu	Ni	Co	S
ЮС-1	33,45	8,16	0,89	13,8	16,96	<0,01	0,18	0,018 0,017	0,04 0,03
ЮС-2	23,5	21,75	1,10	12,8	23,68	0,01	0,16	0,013	0,09
ЮС-3	34,4	10,18	0,20 0,18	9,8	20,20 19,99	<0,01 <0,01 0,007	0,16 0,16	0,019 0,019 0,016	0,011 0,011 0,019
ЮС-4	20,8	19,85	0,27	9,6	27,54	<0,01 0,009	0,17	0,018 0,017	0,011 0,013 0,014 0,012 0,013
ЮС-5	0,62	48,45	5,84	11,0	5,09	0,01	0,02	0,004	0,22
ЮС-6	0,17	47,60	12,10	7,8	8,60	0,06	0,035	0,004	0,29

Из-за малого выхода концентрата флотации (0,1-0,5%) перед перечистками объединили концентраты основной флотации 3-4 навесок. Первые перечистки проводили в той же флотомашине с объемом камеры 3 л и 1,5 л, последние во флотомашине 157 ФЛ с объемом камеры 0,75 л.

При проведении флотационных опытов применялись следующие реагенты: кальцинированная сода, гексаметафосфат натрия (ГМФ), медный купорос, фтористый аммоний, кремнефтористый натрий, бутиловый ксантогенат, эфир, сосновое масло.

В процессе исследований определялась оптимальная степень измельчения, расход реагентов, продолжительность флотации, число перечистных операций.

Разработка режимов флотации благородных и цветных металлов позволила установить наиболее оптимальные варианты для каждого из рудных тел Южно-Сарановского месторождения.

Для Центрального рудного тела (проба ЮС-1) может быть рекомендована следующая технологическая схема:

1. Измельчение до 87% классов – 0,074 км, сода 1000 г/т
2. Основная флотация – 7 мин, медный купорос 150 г/т, ксантогенат 150 г/т, сосновое масло 60 г/т
3. Контрольная флотация – 7 мин, ксантогенат 50 г/т, сосновое масло 30 г/т
- Шесть перечисток концентрата основной флотации – 9,7,4,3,3 и 2 мин.
5. 4.1. Первая перечистка, ксантогенат 50 г/т, сосновое масло 15 г/т

Результаты анализов крупнообъемных проб хромитовых руд и жильных пород Южно-Сарановского месторождения на благородные металлы

Проба	Содержание, г/т пробир.-спектр. метод				Содержание, г/т химико-спектральный и комбинирован. метод							Содержание, г/т спектрофотоме-трич. метод		
	Pt	Pd	Au	Au	Pt	Pd	Au	Rh	Ir	Os	Ru	Os	Ru	
ЮС-1	н/о-сл-0,02	н/о-0,012	0,01-0,04	0,03-0,09	0,004-0,02	0,002	0,004-0,016	0,080-0,23	0,02-0,20	0,20-0,50	0,02-0,20	0,05-0,15	0,06-0,20	
ЮС-2	н/о-0,01 <0,02	н/о	н/о-0,04	0,03-0,11	0,001-0,02	0,002	0,001-0,013	0,010-0,060						
ЮС-3	н/о	н/о	н/о	0,02-0,10	0,002-0,020	0,0015	0,001-0,008	0,010-0,38	0,02-0,10	0,05-0,15				
ЮС-4	н/о	н/о	<0,02	0,010-0,08	0,001-0,020	0,002	0,002-0,005	0,010-0,06	0,02-0,10	0,050-0,150				
ЮС-5	н/о-0,02	н/о	<0,02	н/о-0,01	н/о-0,02	<0,02	<0,005							
ЮС-6	0,06-0,13	0,08-0,20	0,04-0,10	0,04-0,08	0,10-0,15	0,04	<0,005	<0,010					<0,005	

Таблица 8

Результаты обогащения хромитовых руд проб ЮС-1 и ЮС-2 на концентрационном столе

Проба	Продукты	Выход, %	Содержание, г/т						Содержание, вес. %						Извлечение, %					
			Pt	Pd	Au	S	Cu	Ni	Co	Cr ₂ O ₃	S	Cu	Ni	Co	Cr ₂ O ₃	S	Cu	Ni	Co	Cr ₂ O ₃
ЮС-1	Концентрат	12,43	н/о	н/о	н/о	0,023	0,003	0,012	0,02	43,30	16,24	17,91	11,23	14,85	14,96	14,85	14,96	14,85	14,96	14,96
	Промпродукт	14,30	н/о	н/о	н/о	0,056	0,001	0,126	0,017	42,10	45,50	6,87	13,56	14,52	16,74	6,87	13,56	14,52	16,74	
	Шламы	10,16	0,04	н/о	н/о	0,029	0,003	0,145	0,017	27,50	16,74	14,64	11,09	10,32	7,77	14,64	11,09	10,32	7,77	
	Хвосты	63,11	0,01	н/о	н/о	0,006	0,002	0,135	0,016	34,50	21,52	60,58	64,12	60,31	60,53	60,58	64,12	60,31	60,53	
	Исходный продукт	100,0			0,02	0,002	0,13	0,017	35,97	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
ЮС-2	Концентрат	12,99	0,01	н/о	0,01	0,077	0,004	0,067	0,013	36,70	16,00	15,80	7,83	14,96	25,56	15,80	7,83	14,96	25,56	
	Промпродукт	13,47	0,02	н/о	0,01	0,066	0,003	0,077	0,013	32,90	14,22	12,27	9,34	15,51	23,76	12,27	9,34	15,51	23,76	
	Шламы	8,07	н/о	н/о	0,02	0,054	0,005	0,118	0,008	9,20	6,97	12,27	8,57	5,72	3,98	6,97	12,27	8,57	5,72	
	Хвосты	65,47	0,02	н/о	0,02	0,06	0,003	0,126	0,011	13,30	62,81	59,66	74,26	63,81	46,70	62,81	59,66	74,26	63,81	
	Исходный продукт	100,0			0,06	0,003	0,11	0,01	18,65	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

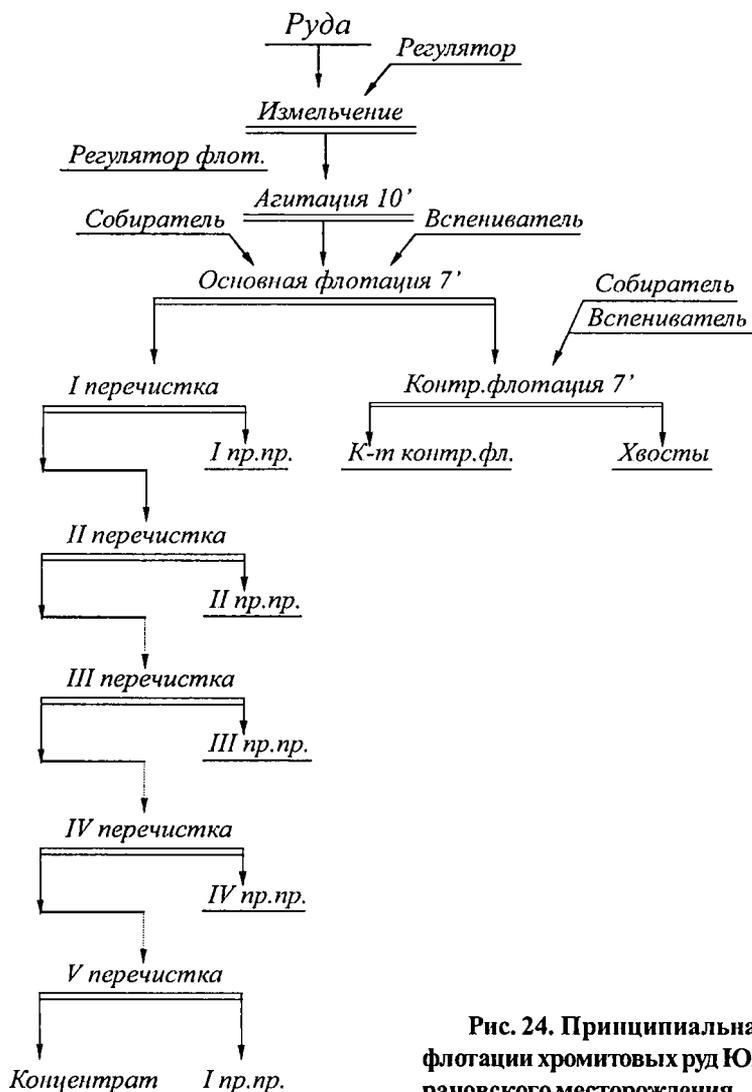


Рис. 24. Принципиальная схема флотации хромитовых руд Южно-Сарановского месторождения.

В этих условиях может быть получен концентрат с содержанием платины 3,6 г/т, палладия 20,9 г/т, золота 1,8 г/т при извлечении 20, 52, 5% (табл. 9). Кроме того, в этом концентрате серы 7-12,5%, меди 0,2-0,4%, никеля – 5-9,4%, кобальта 0,3% при извлечении 33-45, 4-9, 3-5, 2% (табл. 12).

При флотации руды Восточного рудного тела Главного Сарановского месторождения максимальная степень концентрации благородных металлов была получена при использовании ГМФ (150 г/т). Из руды ВРТ – Южно-Сарановского месторождения (проба ЮС-2) в этом режиме получен концентрат, содержащий лишь 1,3 г/т суммы металлов. Увеличение расхода ГМФ не улучшает технологических показателей (табл. 13).

**Результаты флотации благородных металлов
с использованием различных регуляторов (Проба ЮС-1)**

Регуляторы, расход, г/т	Продукты	Выход %	Содержание, г/т		
			Платина	Палладий	Золото
1	2	3	4	5	6
	Концентрат	0,22	1,55	2,89	1,27
	Продукт V переч.	0,33	н/о	0,21	0,46
	Промпродукт IV переч.	0,59	н/о	н/о	н/о
	Промпродукт III переч.	1,13	0,044	н/о	0,2
	Промпродукт II переч.	2,16	н/о	н/о	н/о
	Промпродукт I переч.	3,22	0,015	н/о	0,15
	Кон-т контрольн. фл.	2,37	<0,02	н/о	0,06
	Хвосты контрольн. фл.	89,98	н/о	н/о	0,02
	Исходный продукт	100	0,011	н/о	0,02
Na ₂ CO ₃ 1000	Концентрат	0,47	0,53	1,69	0,63
	Промпродукт IV переч.	0,76	0,06	0,13	0,1
	Промпродукт III переч.	1,52	<0,019	0,05	0,08
	Промпродукт II переч.	2,36	0,019	0,04	<0,019
	Промпродукт I переч.	3,63	0,014	0,022	0,012
	Кон-т контрольн. фл.	2,18	0,023	0,02	0,02
	Хвосты контрольн. фл.	89,08	н/о	н/о	0,04
	Исходный продукт	100	0,01	0,016	0,04
Na ₂ CO ₃ 1000	Концентрат	0,06	8,18	9,09	2,72
	Промпродукт IV переч.	0,06	1,30	2,60	0,31
	Промпродукт III переч.	0,19	<0,24	0,79	<0,24
	Промпродукт II переч.	1,22	0,11	0,083	0,037
	Промпродукт I переч.	3,99	0,021	0,023	0,023
	Шламы	0,02	<1,64	<1,64	7,27
ГМФ, 150	Кон-т контрольн. фл.	3,57	0,014	0,028	0,024
	Хвосты контрольн. фл.	90,89	<0,018	<0,018	<0,018
	Исходный продукт	100	0,015	0,024	0,017
Na ₂ CO ₃ 1000	Концентрат	0,06	3,60	20,90	1,80
	Промпродукт VI переч.	0,11	0,91	1,80	0,45
	Промпродукт V переч.	0,29	0,174	0,35	0,52
	Промпродукт IV переч.	0,60	0,09	0,18	0,09
	Промпродукт III переч.	1,00	0,05	0,085	0,05
	Промпродукт II переч.	1,86	0,026	0,035	0,02
	Промпродукт I переч.	2,55	0,02	0,03	0,02
	Кон-т контрольн. фл.	3,88	0,02	0,02	0,02
	Хвосты контрольн. фл.	89,65	0,005	0,005	0,02
		Исходный продукт	100	0,011	0,024
CuSO ₄ , 150	Концентрат	0,06	3,60	20,90	1,80
	Промпродукт VI переч.	0,11	0,91	1,80	0,45
	Промпродукт V переч.	0,29	0,174	0,35	0,52
	Промпродукт IV переч.	0,60	0,09	0,18	0,09
	Промпродукт III переч.	1,00	0,05	0,085	0,05
	Промпродукт II переч.	1,86	0,026	0,035	0,02
	Промпродукт I переч.	2,55	0,02	0,03	0,02
	Кон-т контрольн. фл.	3,88	0,02	0,02	0,02
Хвосты контрольн. фл.	89,65	0,005	0,005	0,02	
	Исходный продукт	100	0,011	0,024	0,023

1	2	3	4	5	6
Na ₂ CO ₃ 1000	Концентрат	0,22	1,33	0,89	0,22
	Промпродукт IV переч.	0,20	<0,25	0,49	н/о
	Промпродукт III переч.	0,55	н/о	<0,09	н/о
	Промпродукт II переч.	1,39	н/о	н/о	н/о
	Промпродукт I переч.	2,65	н/о	0,019	0,019
	ГМФ, 150	Шламы	0,01	н/о	н/о
CuSO ₄ , 150	Кон-т контрол. фл.	2,44	0,04	0,04	0,02
	Хвосты контрол. фл.	92,54	н/о	н/о	н/о
	Исходный продукт	100	0,011	н/о	0,02
Na ₂ CO ₃ , 1000 CuSO ₄ , 150	Концентрат	0,10	2,22	2,22	0,36
	Промпродукт IV переч.	0,19	0,26	0,53	<0,26
	Промпродукт III переч.	0,60	<0,083	<0,083	<0,083
	Промпродукт II переч.	1,33	0,038	0,038	<0,038
	Промпродукт I переч.	2,45	0,02	0,02	<0,02
	ГМФ, 150	Кон-т контрол. фл.	2,55	<0,02	0,02
NH ₄ F, 300	Хвосты контрол. фл.	92,78	н/о	н/о	<0,02
	Исходный продукт	100	0,011	н/о	0,02
	Концентрат	0,07	5,50	4,14	9,69
Na ₂ SiF ₆ , 3000	Промпродукт IV переч.	0,27	0,37	0,55	0,18
	Промпродукт III переч.	0,88	<0,055	0,11	0,055
	Промпродукт II переч.	1,84	<0,027	<0,027	0,027
	Промпродукт I переч.	3,13	0,029	<0,014	0,04
	Кон-т контрол. фл.	4,37	0,046	0,09	0,022
	Хвосты контрол. фл.	89,43	н/о	н/о	0,02
Na ₂ SiF ₆ , 3000 CuSO ₄ , 150	Исходный продукт	100	0,017	0,019	0,013
	Концентрат	0,04	2,67	4,00	5,33
	Промпродукт VI переч.	0,08	н/о	н/о	1,76
	Промпродукт V переч.	0,19	н/о	н/о	0,25
	Промпродукт IV переч.	0,57	н/о	н/о	н/о
	Промпродукт III переч.	1,40	н/о	н/о	0,03
	Промпродукт II переч.	2,38	н/о	н/о	0,02
	Промпродукт I переч.	3,72	н/о	0,06	0,02
	Хвосты	91,62	н/о	н/о	0,02
	Исходный продукт	100	0,011	н/о	0,02
	Концентрат I	0,05	1,18	3,53	1,18
	Промпродукт V переч.	0,18	<0,28	1,13	0,28
	Промпродукт IV переч.	0,50	<0,18	0,30	<0,10
	Промпродукт III переч.	1,25	н/о	н/о	н/о
	Промпродукт II переч.	2,64	<0,018	0,038	<0,018
	Промпродукт I переч.	4,33	0,022	0,034	0,011
	Концентрат II	0,03	н/о	н/о	<1,68
	Промпродукт IV переч.	0,23	н/о	н/о	<0,21
	Промпродукт III переч.	0,55	н/о	н/о	н/о
	Промпродукт II переч.	1,15	н/о	н/о	н/о
Промпродукт I переч.	2,36	н/о	н/о	н/о	
Хвосты	86,73	н/о	н/о	<0,02	
Исходный продукт	100	0,011	н/о	0,02	

**Сравнительные результаты флотации
благородных металлов ксантогенатом и эфиром (проба ЮС-1)**

Собирает., расход, г/т	Продукты	Выход %	Содержание, г/т		
			Платина	Палладий	Золото
КБХ, 150	Концентрат	0,22	1,55	2,89	1,27
	Продукт V переч.	0,33	н/о	0,21	0,46
	Промпродукт IV переч.	0,59	н/о	н/о	н/о
	Промпродукт III переч.	1,13	0,044	н/о	0,20
	Промпродукт II переч.	2,16	н/о	н/о	н/о
	Промпродукт I переч.	3,22	0,015	н/о	0,15
	Кон-т контрольн. фл.	2,37	0,02	н/о	0,06
	Хвосты контрольн. фл.	89,98	н/о	н/о	0,02
	Исходный продукт	100	0,011	н/о	0,02
КБХ, 150 эфир, 50	Концентрат	0,10	3,59	3,59	1,02
	Промпродукт VI переч.	1,10	0,13	0,18	0,23
	Промпродукт V переч.	0,79	0,06	н/о	0,19
	Промпродукт IV переч.	1,12	н/о	0,04	0,08
	Промпродукт III переч.	1,94	0,026	0,026	0,026
	Промпродукт II переч.	3,23	0,015	0,015	0,015
	Промпродукт I переч.	4,81	0,01	н/о	0,01
	Кон-т контрольн. фл.	2,22	0,02	н/о	0,02
	Хвосты контрольн. фл.	84,68	н/о	н/о	0,02
Исходный продукт	100	0,011	н/о	0,02	
эфир, 100	Концентрат	0,02	н/о	2,86	2,86
	Промпродукт V переч.	0,15	0,32	0,63	0,32
	Промпродукт IV переч.	0,50	0,10	0,30	0,10
	Промпродукт III переч.	1,19	0,04	0,12	0,04
	Промпродукт II переч.	2,19	0,07	0,04	0,02
	Промпродукт I переч.	4,29	0,066	0,023	0,014
	Хвосты	91,66	н/о	н/о	н/о
	Исходный продукт	100	0,011	н/о	0,02

При флотации с кремнефтористым натрием получен концентрат с содержанием 3,5 г/т суммы металлов. Выход концентрата в 12 раз выше, чем при флотации без регулятора.

Применение остальных регуляторов не улучшает результатов флотации.

Проведено большое количество опытов по определению типа и расхода собирателя и вспенивателя.

Расход ксантогената 150 г/т в основную флотацию, 50 г/т в контрольную, соснового масла 60 и 30 г/т соответственно.

Проверялась возможность концентрации платиноидов другими собирателями (эфиром). Степень концентрации благородных металлов ниже, чем при флотации с ксантогенатом.

**Результаты флотации благородных металлов из хромитовых руд
(Проба ЮС-1) Центрального рудного тела**

Продукты	Выход, %	Содержание, г/т			Извлечение, %		
		Pt	Pd	Au	Pt	Pd	Au
Концентрат	0,06	3,60	20,90	1,80	19,71	51,95	4,70
Промпродукт VI переч.	0,11	0,91	1,80	0,45	9,13	8,20	2,15
Промпродукт V переч.	0,29	0,174	0,35	0,52	4,61	4,20	6,56
Промпродукт IV переч.	0,60	0,09	0,18	0,09	4,93	4,47	2,35
Промпродукт III переч.	1,00	0,05	0,085	0,05	4,56	3,52	2,17
Промпродукт II переч.	1,86	0,026	0,035	0,02	4,42	2,70	1,62
Промпродукт I переч.	2,55	0,02	0,03	0,02	4,65	3,17	2,21
Кон-т осн. фл.	6,47	0,09	0,29	0,08	52,01	78,21	21,76
Кон-т контр.фл	3,88	0,02	0,02	0,02	7,08	3,22	3,37
Хвосты контр. фл.	89,65	0,005	0,005	0,02	40,91	18,57	74,87
Хвосты осн. фл.	93,53	0,006	0,006	0,019	47,99	21,79	78,24
Исходный продукт	100	0,011	0,024	0,023	100	100	100

Вместе с сульфидами в пенный продукт переходят флотоактивные зерна нерудных минералов. Был проверен режим с предварительным выделением этих зерен перед циклом сульфидной флотации с применением одного только вспенивателя (60 г/т) с последующей флотацией сульфидов в условиях разработанного режима (табл. 14). Получен сульфидный концентрат (концентрат II) с содержанием серы 25,4 % и извлечением 31 %.

Однако содержание в нем благородных металлов низкое. Таким образом, из руды, пробы ЮС-2 (ВРТ) получены флотационные концентраты с содержанием платины, палладия и золота до 4 г/т с низким извлечением.

В концентрат флотации извлекаются также цветные металлы и сера (табл. 15).

Содержание серы в нем 12,8%, меди 0,34%, никеля 7,6%, кобальта 0,6%. По существу это кондиционный кобальтовый концентрат.

Для пробы ЮС-3 (кондиционные руды Западного рудного тела) опытами установлены следующие параметры флотации: измельчение до крупности 75% класса минус 0,074 мм, расход кальцинированной соды 1000 г/т (рН 8), расход бутилового ксантогената 150 г/т в основную флотацию и 50 г/т в контрольную, соснового масла 65 и 40 г/т соответственно. Продолжительность основной и контрольной флотации 7 минут, продолжительность перечисленных операций 10,8; 5,4 и 4 минуты.

В качестве регуляторов флотации использовался медный купорос и ГМФ.

В таблице 16 приведены результаты флотации благородных металлов. При флотации с ГМФ получен концентрат, содержащий 1,1 г/т золота. Содержание платины и палладия в нем ниже чувствительности пробирного анализа.

Таблица 12
Результаты флотации цветных металлов из хромитовых руд Центрального рудного тела (Проба ЮС-1)

Продукты	Выход, %	Содержание, %					Извлечение, %				
		S	Cu	Ni	Cr ₂ O ₃	S	Cu	Ni	Cr ₂ O ₃		
										S	Cu
Концентрат	0,06	12,48	0,36	9,35	8,52	45,70	4,06	3,53	0,02	0,02	
Промпродукт IV пер.	0,06	3,08	0,11	2,86	14,20	11,28	1,24	1,08	0,02	0,02	
Промпродукт III пер.	0,18	0,55	0,03	0,60	18,74	5,37	0,90	0,60	0,09	0,09	
Промпродукт II пер.	0,89	0,10	0,005	0,23	21,58	5,43	0,85	1,29	0,54	0,54	
Промпродукт I пер.	3,22	0,024	0,005	0,15	24,61	4,72	3,03	3,04	2,23	2,23	
Шламы	0,04	0,42	0,012	0,32	17,61	1,03	0,09	0,08	0,02	0,02	
Кон-т основ. фл.	4,43	0,27	0,01	0,35	23,87	73,53	10,17	9,62	2,92	2,92	
Кон-т контрольн. фл.	3,67	0,018	0,005	0,16	24,04	4,03	3,46	3,69	2,48	2,48	
Хвосты контрольн. фл.	91,90	0,004	0,005	0,15	36,54	22,44	86,37	86,69	94,60	94,60	
Хвосты оснвн. фл.	95,57	0,005	0,005	0,15	36,06	26,47	89,83	90,38	97,08	97,08	
Исходный продукт	100	0,02	0,005	0,16	35,50	100	100	100	100	100	

**Результаты флотации благородных металлов
с использованием различных регуляторов (Проба ЮС-2)**

Регулятор, расход, г/т	Продукты	Выход %	Содержание, г/т		
			Платина	Палладий	Золото
1	2	3	4	5	6
	Концентрат	0,04	1,2	1,33	1,33
	Промпродукт VI переч.	0,17	<0,27	0,51	0,61
	Промпродукт V переч.	0,16	н/о	н/о	<0,30
	Промпродукт IV переч.	0,37	н/о	н/о	<0,13
	Промпродукт III переч.	0,89	0,11	н/о	0,56
	Промпродукт II переч.	3,86	0,02	н/о	0,04
	Промпродукт I переч.	7,38	н/о	н/о	<0,02
	Кон-т контрольн. фл.	3,13	0,035	н/о	0,035
	Хвосты контрольн. фл.	84,0	н/о	н/о	0,01
	Исходный продукт	100	<0,01	н/о	0,02
Na ₂ CO ₃ 1000	Концентрат	0,21	0,46	1,20	0,77
	Промпродукт VI переч.	0,17	1,24	0,44	0,44
	Промпродукт V переч.	0,34	0,032	0,018	<0,017
	Промпродукт IV переч.	0,87	<0,05	0,05	0,06
	Промпродукт III переч.	1,64	<0,029	0,029	0,029
	Промпродукт II переч.	5,84	н/о	н/о	0,06
	Промпродукт I перч.	8,74	0,02	н/о	0,06
	Кон-т контрольн. фл.	3,40	н/о	н/о	0,04
	Хвосты контрольн. фл.	78,79	<0,018	<0,018	<0,02
	Исходный продукт	100	0,012	0,012	0,019
Na ₂ CO ₃ 1000, ГМФ, 150	Концентрат	0,64	0,55	0,55	0,19
	Промпродукт VI переч.	0,14	0,24	н/о	0,34
	Промпродукт V переч.	0,21	0,19	н/о	0,19
	Промпродукт IV переч.	0,56	0,07	н/о	0,18
	Промпродукт III переч.	1,59	0,025	н/о	0,03
	Промпродукт II переч.	5,04	<0,02	н/о	<0,02
	Промпродукт I переч.	8,73	0,02	н/о	0,016
	Кон-т контрольн. фл.	2,76	0,018	н/о	0,04
	Хвосты контрольн. фл.	80,33	н/о	н/о	0,02
	Исходный продукт	100	0,012	н/о	0,023

1	2	3	4	5	6
Na ₂ CO ₃ 1000, ГМФ, 150 CuSO ₄ , 150	Концентрат	0,67	0,40	0,10	0,18
	Промпродукт VI переч.	0,14	0,46	н/о	0,46
	Промпродукт V переч.	0,20	н/о	н/о	1,00
	Промпродукт IV переч.	0,45	н/о	н/о	0,12
	Промпродукт III переч.	1,22	<0,05	н/о	0,19
	Промпродукт II переч.	4,42	<0,018	н/о	0,11
	Промпродукт I переч.	9,11	н/о	н/о	0,04
	Кон-т контрольн. фл.	2,38	<0,028	н/о	<0,028
	Хвосты контрольн. фл.	81,41	н/о	н/о	н/о
Исходный продукт	100	0,01	н/о	0,019	
Na ₂ CO ₃ , 1000, ГМФ, 150 NH ₄ F, 150	Концентрат	0,54	2,10	0,09	<0,09
	Промпродукт VI переч.	0,16	<0,31	н/о	<0,30
	Промпродукт V переч.	0,24	0,02	н/о	<0,02
	Промпродукт IV переч.	0,65	н/о	н/о	0,15
	Промпродукт III переч.	1,78	0,025	н/о	<0,02
	Промпродукт II переч.	2,90	н/о	н/о	0,10
	Промпродукт I переч.	7,21	<0,02	н/о	0,04
	Кон-т контрольн. фл.	3,44	<0,02	н/о	0,04
	Хвосты контрольн. фл.	83,08	н/о	н/о	0,04
Исходный продукт	100	<0,01	н/о	<0,019	
Na ₂ CO ₃ , 1000, ГМФ, 150 CuSO ₄ , 150 NH ₄ F, 300	Концентрат	0,04	н/о	н/о	
	Промпродукт VI переч.	0,34	0,89	0,30	
	Промпродукт V переч.	0,24	н/о	н/о	
	Промпродукт IV переч.	0,95	н/о	н/о	
	Промпродукт III переч.	1,38	0,025	н/о	
	Промпродукт II переч.	2,23	0,045	н/о	
	Промпродукт I переч.	5,79	0,06	н/о	
	Кон-т контрольн. фл.	3,55	0,14	н/о	
	Хвосты контрольн. фл.	85,48	н/о	н/о	
Исходный продукт	100	<0,01	н/о		
Na ₂ SiF ₆ , 3000	Концентрат	0,48	1,12	6,22	1,12
	Промпродукт VI переч.	0,14	н/о	н/о	0,34
	Промпродукт V переч.	0,20	н/о	н/о	<0,25
	Промпродукт IV переч.	0,47	н/о	н/о	<0,11
	Промпродукт III переч.	0,90	н/о	н/о	0,05
	Промпродукт II переч.	1,88	0,04	н/о	0,04
	Промпродукт I переч.	7,26	0,027	<0,013	0,027
	Кон-т контрольн. фл.	6,26	н/о	<0,013	0,013
	Хвосты контрольн. фл.	82,41	н/о	н/о	0,02
Исходный продукт	100	<0,01	н/о	<0,019	

Таблица 14

**Результаты флотации с предварительным выделением
флотоактивных зерен нерудных минералов (Проба ЮС-2)**

Продукты	Выход %	Содержание, г/т			
		Платина	Палладий	Золото	Сера
Концентрат I	0,10	н/о	<0,02	<0,62	3,50
Промпродукт VI переч.	0,16	н/о	н/о	<0,41	1,60
Промпродукт V переч.	0,61	<0,09	н/о	<0,09	0,42
Промпродукт IV переч.	1,80	<0,028	н/о	0,02	0,19
Промпродукт III переч.	2,86	н/о	н/о	0,02	0,09
Промпродукт II переч.	3,77	<0,013	н/о	0,013	0,05
Промпродукт I переч.	7,71	н/о	н/о	<0,02	0,05
Концентрат II	0,08	<0,91	н/о	<0,91	25,41
Промпродукт IV переч.	0,29	<0,19	н/о	0,38	1,60
Промпродукт III переч.	0,99	н/о	н/о	<0,02	0,17
Промпродукт II переч.	2,00	н/о	н/о	<0,02	0,11
Промпродукт I переч.	2,98	н/о	н/о	<0,02	0,04
Хвосты	76,65	н/о	н/о	<0,02	0,02
Исходный продукт	100	<0,01	н/о	<0,019	0,07

Таблица 16

**Результаты флотации благородных металлов
с использованием различных регуляторов (Проба ЮС-3)**

Регулятор, расход, г/т	Продукты	Выход, %	Содержание, г/т		
			Платина	Палладий	Золото
Na ₂ CO ₃ , 1000 CuSO ₄ , 150	Концентрат	2,62	н/о	н/о	0,1
	Промпродукт III переч.	1,89	н/о	н/о	<0,03
	Промпродукт II переч.	2,29	н/о	н/о	<0,02
	Промпродукт I переч.	3,07	н/о	н/о	<0,017
	Кон-т контрольн. фл.	2,62	н/о	н/о	<0,02
	Хвосты контрольн. фл.	87,51	н/о	н/о	<0,02
	Исходный продукт	100	н/о	н/о	0,02
Na ₂ CO ₃ , 1000 ГМФ 150	Концентрат	0,16	н/о	н/о	1,1
	Промпродукт III переч.	0,48	н/о	н/о	<0,04
	Промпродукт II переч.	2,05	н/о	н/о	0,07
	Промпродукт I переч.	6,07	н/о	н/о	0,016
	Кон-т контрольн. фл.	3,44	н/о	н/о	0,02
	Хвосты контрольн. фл.	87,80	н/о	н/о	0,016
	Исходный продукт	100	н/о	н/о	0,019

Таблица 15
Результаты флотации цветных металлов из хромитовых руд Восточного рудного тела (Проба ЮС-2)

Продукты	Выход, %	Содержание, %					Извлечение, %				
		Содержание, %					Извлечение, %				
		S	Cu	Ni	Co	Cr ₂ O ₃	S	Cu	Ni	Co	Cr ₂ O ₃
Концентрат	0,21	12,75	0,34	7,63	0,59	4,37	33,98	12,40	12,63	11,20	0,05
Промпродукт VI пер.	0,17	4,90	0,30	3,92	0,31	6,24	10,57	8,85	5,25	4,76	0,06
Промпродукт V пер.	0,34	1,05	0,04	1,18	0,078	7,30	4,53	2,36	3,16	2,40	0,14
Промпродукт IV пер.	0,87	0,30	0,017	0,36	0,02	8,90	3,31	2,57	2,47	1,57	0,09
Промпродукт III пер.	1,64	0,098	0,011	0,17	0,014	10,65	2,04	3,13	2,20	2,08	0,62
Промпродукт II пер.	5,84	0,073	0,008	0,13	0,01	12,40	5,41	8,11	5,98	5,28	3,94
Промпродукт I пер.	8,74	0,093	0,004	0,13	0,007	14,00	10,32	6,08	8,95	5,53	6,66
Кон-г осн. флотации	17,81	0,31	0,014	0,29	0,02	11,93	70,16	43,50	40,64	32,82	11,56
Кон-г контрольн. фл.	3,40	0,089	0,003	0,13	0,01	9,59	3,84	1,77	3,48	3,08	1,78
Хвосты контрольн. фл.	78,79	0,026	0,004	0,09	0,009	20,21	26,00	54,73	55,88	64,10	86,66
Хвосты основной фл.	82,19	0,029	0,004	0,09	0,009	19,77	29,84	56,50	59,36	67,18	88,44
Исходный продукт	100	0,08	0,006	0,13	0,011	17,37	100	100	100	100	100

Таблица 17
Результаты флотации цветных металлов из хромитовых руд Западного рудного тела (Проба ЮС-3)

Регулятор, расход, г/т	Продукты	Выход, %	Содержание, %					Извлечение, %				
			S	Cu	Ni	Co	Cr ₂ O ₃	S	Cu	Ni	Co	Cr ₂ O ₃
Na ₂ CO ₃ , 1000 CuSO ₄ , 150	Концентрат V пер.	0,75	0,034	1,25	0,022		28,58	2,56	6,20	1,16		
	Промпродукт V пер.	0,67	0,029	0,27	0,009		4,08	1,71	1,19	0,58		
	Промпродукт IV пер.	1,20	0,025	0,22	0,009		6,12	2,56	1,71	0,58		
	Концентрат III пер.	2,62	0,29	0,03	0,60	0,015	38,78	6,83	9,10	2,32		
	Промпродукт III пер.	1,89	0,05	0,022	0,17	0,011	4,59	3,42	2,11	1,16		
	Промпродукт II пер.	2,29	0,03	0,015	0,15	0,01	3,57	2,56	2,24	1,15		
	Промпродукт I пер.	3,07	0,03	0,024	0,15	0,014	4,59	5,99	3,03	2,31		
	Кон-т осн. фл.	9,87	0,10	0,022	0,25	0,012	51,43	18,80	16,48	6,94		
	Кон-т контр. фл.	2,62	0,06	0,026	0,16	0,01	8,16	5,99	2,77	1,73		
	Хвосты контр. фл.	87,51	0,009	0,01	0,14	0,018	40,31	75,21	80,75	91,33		
	Хвосты осн. фл.	90,13	0,011	0,01	0,14	0,02	48,47	81,20	83,52	93,06		
	Исходный продукт	100	0,019	0,012	0,15	0,017	100	100	100	100		
Na ₂ CO ₃ , 1000 ГМФ, 150	Концентрат	0,16	3,68	0,026	5,34	0,085	16,41	31,05	0,66	5,68	0,85	
	Промпродукт III пер.	0,48	0,14	0,01	0,31	0,014	19,91	3,69	0,76	1,00	0,42	
	Промпродукт II пер.	2,05	0,05	0,013	0,18	0,013	21,70	5,26	4,21	2,47	1,68	
	Промпродукт I пер.	6,07	0,014	0,007	0,13	0,014	25,20	4,74	6,72	5,28	3,36	
	Кон-т осн. фл.	8,76	0,10	0,009	0,25	0,015	23,93	44,74	12,35	14,43	8,32	
	Кон-т контр. фл.	3,44	0,022	0,008	0,15	0,014	21,90	4,21	4,35	3,47	3,04	
	Хвосты контр. фл.	87,70	0,011	0,006	0,14	0,016	35,60	51,05	83,30	82,10	88,64	
	Хвосты осн. фл.	91,24	0,012	0,006	0,14	0,016	35,08	95,26	87,65	85,57	91,68	
	Исходный продукт	100	0,019	0,006	0,15	0,016	34,11	100	100	100	100	

**Результаты флотации благородных металлов
с использованием различных регуляторов (Проба ЮС-4)**

Регулятор, расход, г/т	Продукты	Выход %	Содержание, г/т		
			Платина	Палладий	Золото
Na ₂ CO ₃ , 1000 CuSO ₄ , 150	Концентрат	1,29	н/о	н/о	0,22
	Промпродукт IV переч.	0,96	н/о	н/о	0,2
	Промпродукт III переч.	1,75	н/о	н/о	0,08
	Промпродукт II переч.	5,20	н/о	н/о	0,04
	Промпродукт I переч.	12,62	н/о	н/о	0,02
	Кон-т контрольн. фл.	7,70	н/о	н/о	0,02
	Хвосты контрольн. фл.	70,48	н/о	н/о	0,02
	Исходный продукт	100	н/о	н/о	0,03
Na ₂ CO ₃ , 1000 ГМФ, 150	Концентрат	0,51	н/о	н/о	0,2
	Промпродукт IV переч.	2,08	н/о	н/о	0,03
	Промпродукт III переч.	3,87	н/о	н/о	0,05
	Промпродукт II переч.	6,64	н/о	н/о	0,04
	Промпродукт I переч.	16,11	н/о	н/о	0,035
	Кон-т контрольн. фл.	8,79	н/о	н/о	0,03
	Хвосты контрольн. фл.	62,00	н/о	н/о	0,04
	Исходный продукт	100	н/о	н/о	0,017

Проведен также анализ распределения по продуктам обогащения цветных металлов, серы и хрома (табл. 17).

При флотации с ГМФ получен концентрат, содержащий 3,68 % серы и 5,3 % никеля. Извлечение серы – 31 %, никеля – 5,7 %. Распределение меди и кобальта по продуктам обогащения практически пропорционально выходам.

Степень концентрации серы очень высокая – 190, степень концентрации золота – 57. Платина и палладий методом пробирно-спектрального анализа не обнаружены даже при такой степени концентрации сульфидов.

Для некондиционных руд Западного рудного тела (проба ЮС-4) крупность материала перед флотацией – 72 % класса минус 0,074 мм. Реагентный режим такой же, как для кондиционных руд, продолжительность основной флотации 10 минут, контрольной – 12, продолжительность перечистных операций 10, 5,5, 4 и 3 минуты.

В таблице 18 приведены результаты флотации благородных металлов. Золота в концентрате всего 0,2 г/т, платина и палладий не обнаружены.

Проведен анализ распределения по продуктам обогащения цветных металлов, серы и хрома (табл. 19).

Получен пенный продукт с содержанием серы 0,64%, никеля 0,96%.

Очевидно, что из некондиционных руд Западного рудного тела концентрации благородных металлов не происходит, с точки зрения извлечения из них цветных металлов они также не представляют интереса.

Результаты флотации цветных металлов из хромитовых руд Западного рудного тела (Проба ЮС-4)

Регулятор, расход, г/т	Продукты	Выход, %	Содержание, %					Извлечение, %				
			S	Cu	Ni	Co	Cr ₂ O ₃	S	Cu	Ni	Co	Cr ₂ O ₃
Na ₂ CO ₃ , 1000 CuSO ₄ , 150	Концентрат	1,29	0,37	0,023	0,58	0,023		28,07	2,19	4,52	1,71	
	Промпродукт IV пер.	0,96	0,17	0,021	0,36	0,015		9,36	1,46	2,11	0,57	
	Промпродукт III пер.	1,75	0,08	0,020	0,25	0,015		8,19	9,92	2,65	1,70	
	Промпродукт II пер.	5,20	0,05	0,013	0,20	0,010		15,20	5,11	6,26	2,84	
	Промпродукт I пер.	12,62	0,03	0,014	0,17	0,012		22,22	13,14	12,94	8,52	
	Кон-т осн. Фл.	21,82	0,07	0,016	0,22	0,013		83,04	24,82	28,48	15,34	
	Кон-т контр. фл.	7,70	0,02	0,014	0,17	0,01		8,77	8,03	7,89	4,55	
	Хвосты контр. фл.	78,18	0,004	0,013	0,15	0,019		16,96	75,18	71,52	84,66	
	Хвосты осн. фл.	70,48	0,002	0,013	0,15	0,02		8,19	67,15	63,63	80,11	
	Исходный продукт	100	0,017	0,01	0,17	0,018		100	100	100	100	
Na ₂ CO ₃ , 1000 ГМФ, 150	Концентрат	0,51	0,64	0,011	0,96	0,027	12,46	22,14	0,82	2,85	0,93	0,31
	Помпродукт IV пер.	2,08	0,083	0,008	0,27	0,016	13,53	11,41	2,42	3,25	2,25	1,34
	Промпродукт III пер.	3,87	0,062	0,007	0,24	0,014	16,04	16,11	3,96	5,40	3,67	2,96
	Промпродукт II пер.	6,64	0,024	0,009	0,19	0,015	17,40	10,74	8,73	7,31	6,73	5,51
	Промпродукт I пер.	16,11	0,016	0,005	0,16	0,014	17,63	17,45	11,76	14,97	15,24	13,55
	Кон-т осн. фл.	29,21	0,04	0,006	0,20	0,014	16,98	77,85	27,69	33,78	28,82	23,67
	Кон-т контр. фл.	8,79	0,024	0,007	0,17	0,014	14,89	14,09	8,97	8,65	8,32	6,24
	Хвосты контр. фл.	62,00	0,002	0,007	0,16	0,15	23,70	8,06	63,34	57,57	62,86	70,09
	Хвосты осн. фл.	70,79	0,005	0,007	0,16	0,015	22,61	22,15	72,31	66,22	71,18	76,33
	Исходный продукт	100	0,015	0,007	0,17	0,015	20,96	100	100	100	100	100

На основании серийных лабораторных опытов с 4 пробами, обеспеченных пробирно-спектральными анализами, абсолютно всех продуктов обогащения на платину, палладий и золото в лаборатории «Уралмеханобра», как уже отмечалось выше, были выбраны оптимальные технологические режимы, и в этих условиях проведены укрупненные опыты по пробам ЮС-1, ЮС-2, ЮС-3, ЮС-4. Все полученные при этом продукты проанализированы на весь спектр металлов платиновой группы в лаборатории Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР спектрально-химическим и спектрофотометрическим методами (табл. 20-25) и на основе этого впервые для хромитовых руд Южно-Сарановского месторождения рассчитаны параметры распределения и извлечения МПГ.

По пробе ЮС-1 (ЦРТ) получен концентрат, содержащий 2,5 г/т МПГ, среди которых резко преобладают рутений, иридий и осмий, при выходе 6 % и извлечении 28-33 %. В результате 4-6 перечисток может быть получен сульфидный кобальто-никелевый продукт, содержащий более 50 г/т МПГ, среди которых резко преобладают рутений, иридий и осмий, а также содержится 0,3 % кобальта, 9,35 никеля, 12,5 % серы. Извлечение МПГ при этом резко падает.

По пробе ЮС-2 (ВРТ) получен концентрат, содержащий 0,5 г/т МПГ среди которых преобладают рутений, осмий и иридий, при выходе 14-17 % и извлечении от 20 до 50 %. В результате 6 перечисток может быть получен сульфидный кобальтовый продукт, содержащий более 5 г/т МПГ, 0,6 % кобальта, 7,6 % никеля, 12,7 % серы. Извлечение МПГ в такой продукт низкое.

По пробе ЮС-3 (ЗРТ, (кондиция) получен концентрат, содержащий 0,6 г/т МПГ среди которых резко преобладают рутений, осмий и иридий при выходе 18 % и извлечении 30-50 %. В результате 3 перечисток может быть получен сульфидный никелевый продукт, содержащий 1,7 г/т МПГ при выходе 1,7 %. Отмывка шламов позволяет повысить содержание МПГ в продукте до 7 г/т, при этом извлечение МПГ резко падает. В этом продукте содержится до 0,1 % кобальта, 6 % никеля, 4 % серы.

По пробе ЮС-4 (ЗРТ, некондиция), получен концентрат, содержащий 0,5 г/т МПГ среди которых резко преобладают рутений, осмий, иридий, при выходе 26 % и извлечении 20-50 %. В результате 4 перечисток может быть получен сульфидный никелевый продукт, содержащий 1,2 г/т МПГ при выходе 0,45 %. Извлечение МПГ при этом резко падает. Отмывка шламов позволяет повысить содержание МПГ до 5 г/т. В этом продукте содержится до 1 % никеля и 0,64 % серы.

Полученные технологические показатели, состав и свойства продуктов (концентратов) и их изменение от ЗРТ к ЦРТ хорошо увязывается с изложенными выше результатами детального минералого-геохимического изучения хромитового разреза Южно-Сарановского месторождения.

По-видимому, извлечение ведущих МПГ (рутения, осмия, иридия), из хромитовых руд, равное 20-50 % и близкое к аналогичным технологическим показателям, полученным по другим хромитовым месторождениям Урала (13), является близким и теоретически возможному при механических методах обога-

Таблица 22
Результаты флотации благородных металлов из хромитовых руд Восточного рудного тела (Проба ЮС-2)

Продукты	Выход, %		Содержание, г/т							Извлечение, %						
	Pt	Rh	Ir	Os	Ru	Au	Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Au			
Концентрат	0,8	0,50	1,0	0,83	1,3	0,8	3,76	11,36	5,97	2,91	3,56	4,48	6,7			
Промпродукт VI пер.	0,48	0,45	0,44	0,51	0,80	0,45	1,64	22,31	5,73	4,97	1,59	2,01	2,74			
Промпродукт V пер.	0,37	0,12	0,35	0,30	0,41	0,03	2,29	3,59	2,76	1,32	1,69	1,86	0,33			
Промпродукт IV пер.	0,05	0,03	0,065	0,10	0,30	0,029	0,80	2,32	1,32	0,39	1,46	3,53	0,83			
Промпродукт III пер.	0,07	0,02	0,065	0,07	0,15	0,03	2,26	3,12	2,67	0,80	2,06	3,55	1,73			
Промпродукт II пер.	0,05	0,01	0,06	0,05	0,10	0,04	6,09	5,90	9,30	3,02	5,56	8,94	8,70			
Промпродукт I пер.	0,02	0,008	0,03	<0,01	0,20	0,04	3,54	6,86	6,76	0,88	3,23	26,00	12,63			
Кон-г осн. Фл.	0,056	0,032	0,075	0,08	0,19	0,05	20,38	55,46	34,51	14,29	19,15	50,37	33,68			
Кон-г контр. фл.	0,043	0,009	<0,01	0,05	0,20	0,04	3,65	3,70	1,08	2,10	3,87	12,47	6,07			
Хвосты контр. фл.	0,045	0,005	0,03	0,1	0,05	0,02	75,97	40,84	64,41	83,61	76,98	37,16	60,25			
Хвосты осн. фл.	0,045	0,005	0,029	0,098	0,05	0,04	79,62	44,54	65,49	85,71	80,85	49,63	66,32			
Исходный продукт	0,047	0,0097	0,037	0,095	0,064	0,026	100	100	100	100	100	100	100			

щения, контролируемому формами нахождения МПГ в хромитовых рудах. Резкое падение извлечения при выделении конечного концентрата после 3-6 перечисток объясняется установленной весьма мелкой и тонкой вкрапленностью собственных минералов МПГ.

Как уже отмечалось, параллельно с проведением исследований по оценке платиноносности и комплексности хромитовых руд Южно-Сарановского месторождения, выполнялись работы по разработке технологии обогащения хромитовых руд этого объекта с целью улучшения их показателей по основным компонентам (6). В связи с этим несомненный интерес представляло изучение возможностей извлечения благородных металлов из хвостов флотации хрома. Хвосты флотации хрома в количестве нескольких десятков килограмм были взяты в лаборатории обогащения хромитовых руд института «Уралмеханобр». Флотацию платиноидов проводили в разработанном для руд этого месторождения режиме: расход кальцинированной соды 1000 г/т, гексаметафосфата натрия 150 г/т, бутилового ксантогената 150 г/т, соснового масла 60 г/т.

Время основной флотации 7. Концентрат основной флотации 4-5 раз перечищался.

Результаты проведенных поисковых опытов приведены в таблице 26.

По пробе хвостов из кондиционных руд ЗРТ в результате четырехкратной перечистки получен концентрат с содержанием 2,14 г/т благородных металлов (сумма платины, пал-

Таблица 23
Результаты флотации благородных металлов из хромитовых руд Восточного рудного тела (Проба ЮС-2)

Продукты	Выход, %	Содержание, г/г								Извлечение, %							
		Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru				
Концентрат	0,05	0,5	0,18	0,61	0,8	0,75	1,1	0,47	0,42	1,71	2,59	0,65	0,85				
Промпродукт VII пер.	0,12	0,53	0,56	0,78	0,55	0,42	0,75	1,20	3,12	5,23	4,27	0,87	1,38				
Промпродукт VI пер.	0,21	0,20	0,14	0,28	0,32	0,24	0,38	0,79	1,37	3,29	4,34	0,87	1,23				
Промпродукт V пер.	0,71	0,08	0,10	0,10	0,13	0,10	0,30	1,07	3,30	3,97	5,96	1,22	3,27				
Промпродукт IV пер.	1,94	0,09	0,07	0,05	0,01	0,12	0,17	3,29	6,32	5,43	1,25	4,61	5,07				
Промпродукт III пер.	3,06	0,07	0,02	0,05	0,01	0,09	0,10	4,03	2,85	8,56	1,98	4,75	4,70				
Промпродукт II пер.	3,72	0,06	0,015	0,04	0,01	0,06	0,20	4,21	2,59	8,32	2,40	3,85	11,43				
Промпродукт I пер.	4,34	0,05	0,02	0,03	0,01	0,08	0,20	4,09	4,04	7,28	2,80	5,98	13,34				
Кон-т осн. фл.	14,15	0,072	0,036	0,055	0,028	0,09	0,20	19,15	24,01	43,79	25,59	22,20	41,27				
Кон-т кон. фл.	7,33	0,05	0,03	0,03	0,05	0,08	0,20	6,90	10,23	12,30	23,68	10,11	22,53				
Хвосты контр. фл.	78,52	0,05	0,018	0,01	0,01	0,05	0,03	73,95	65,76	43,91	50,73	67,69	36,20				
Хвосты осн. фл.	85,85	0,05	0,019	0,012	0,013	0,053	0,045	80,85	75,99	55,21	74,41	77,80	58,73				
Исходный продукт	100	0,052	0,022	0,018	0,016	0,056	0,065	100	100	100	100	100	100				

ладия, золота) при выходе 0,5 %. Содержание благородных металлов в шламах около 12 г/т, что свидетельствует о весьма тонком характере вкрапленности минералов этих металлов.

По пробе хвостов из некондиционных руд ЗРТ в результате пятикратной перерешетки получен концентрат с содержанием благородных металлов 2,18 г/т при выходе 0,38 %.

По пробе хвостов из руд ЦРТ после четырехкратной перерешетки получен концентрат с содержанием благородных металлов 2,9 г/т при выходе 0,08 %.

Балансовое содержание благородных металлов в исходных продуктах посчитать нельзя, так как в некоторых промпродуктах их содержание ниже чувствительности пробирно-спектрального анализа.

Результаты поисковых опытов следует считать ориентировочными.

В заключении остановимся на результатах технологического исследования крупнообъемных проб жильных пород месторождения: пробы ЮС-5 (диабазы) и пробы ЮС-6 (габбро-диабазы). Диабазы и габбро-диабазы являются наиболее распространенными типами жильных пород; они часто секут рудные тела, осваива-

**Результаты флотации благородных металлов из кондиционных хромитовых руд
Западного рудного тела (Проба ЮС-3)**

Продукты	Выход, %		Содержание, г/т								Извлечение, %							
	Pt	Ru	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Pt	Rh	Ir	Os	Ru	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	
Концентрат	0,5	0,043	0,22	2,2	0,55	3,6	0,50	0,95	1,46	2,98	0,73	2,42	0,95	1,46	2,98	0,73	2,42	
Шламы	0,1	0,007	0,07	0,39	0,48	0,25	1,98	3,11	9,21	10,52	12,61	3,35	3,11	9,21	10,52	12,61	3,35	
Кон-т флотации	0,12	0,009	0,077	0,48	0,48	0,41	2,48	4,06	10,67	13,50	13,34	5,77	4,06	10,67	13,50	13,34	5,77	
Промпродукт III пер.	0,12	0,003	0,045	0,26	0,23	0,20	3,75	2,10	9,36	11,07	9,54	4,23	2,10	9,36	11,07	9,54	4,23	
Промпродукт II пер.	0,2	0,013	<0,01	<0,01	<0,01	0,16	0,20	11,90	17,38	3,96	0,81	12,63	17,38	3,96	0,81	12,63	8,05	
Промпродукт I пер.	0,09	<0,003	<0,01	<0,01	<0,01	0,11	0,18	10,71	8,03	7,91	1,62	17,37	8,03	7,91	1,62	17,37	14,49	
Кон-т осн. фл.	0,125	0,006	0,02	0,09	0,17	0,21	28,84	31,57	31,90	27,00	52,88	32,54	31,57	31,90	27,00	52,88	32,54	
Кон-т контр. фл.	0,075	<0,003	0,013	0,14	0,19	0,17	2,38	2,16	2,75	6,06	8,00	3,65	2,16	2,75	6,06	8,00	3,65	
Хвосты контр. фл.	0,07	<0,003	0,01	0,05	0,03	0,096	68,78	66,27	65,35	66,94	39,12	63,81	66,27	65,35	66,94	39,12	63,81	
Хвосты осн. фл.	0,07	0,003	0,01	0,05	0,035	0,098	71,16	68,43	68,10	73,00	47,12	67,46	68,43	68,10	73,00	47,12	67,46	
Исходный продукт	0,08	0,0036	0,012	0,012	0,012	0,06	0,12	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

ют их контактовые зоны, слагают так называемые «заслонки». Влияние их на руду необходимо изучать, учитывать и правильно оценивать. Это особенно важно при оценке платиноносности руд. С этой целью и проведены поисковые технологические опыты на 2 пробах весом 50-60 кг каждая.

Вещественный состав исследованных проб отражен в таблицах 6-7. Для пробы ЮС-6 выполнена отработка режима флотации (табл. 27-28) и в выбранном режиме проведена серия опытов по флотации благородных и цветных металлов (табл. 29-30). В результате получен концентрат флотации, содержащий около 4 г/т благородных металлов (платина, палладий, золото) при выходе около 8 % и извлечении 75-90 %. В результате 5 перечисток может быть получен сульфидный кобальто-никелево-медный концентрат, содержащий более 50 г/т тех же благородных металлов при выходе 0,38 % и извлечении 40-60 %. В этом концентрате содержится 0,12 % кобальта, 2,5 % никеля, 5,8 % меди и 35 % серы.

В режиме, аналогичном пробе ЮС-6, выполнена поисковая флотация пробы ЮС-5. В результате того, что в исходном материале и ряде промпродуктов содержание благородных металлов оказалось ниже чувствительности пробирно-спектрального метода, технологичес-

**Результаты флотации благородных металлов из некондиционных хромитовых руд
Западного рудного тела (Проба ЮС-4)**

Продукты	Выход, %	Содержание, г/т						Извлечение, %					
		Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru
Концентрат	0,05	0,64	<0,003	<0,001	<0,01	0,3	4,1	0,41	0,07	0,04	0,02	0,26	1,24
Шламы	0,40	0,12	<0,003	0,03	0,16	0,22	0,16	0,62	0,39	0,86	3,07	1,50	0,39
Кон-т фл.	0,45	0,18	0,003	0,28	0,14	0,23	0,60	1,03	0,46	0,90	3,09	1,76	1,63
Промпродукт IV пер.	1,50	0,16	0,004	0,02	0,18	0,06	0,35	3,10	1,97	2,17	12,94	1,54	3,17
Промпродукт III пер.	3,38	0,13	0,004	0,01	0,14	0,12	0,22	5,69	4,43	2,44	22,68	6,93	4,50
Промпродукт II пер.	5,51	0,10	<0,003	<0,01	<0,01	0,08	0,26	7,13	5,41	3,98	2,64	7,54	8,66
Промпродукт I пер.	15,41	0,06	<0,003	<0,01	<0,01	0,06	0,28	11,96	15,15	11,12	7,39	15,80	26,10
Кон-т осн. фл.	26,25	0,085	0,003	0,011	0,039	0,075	0,28	28,91	27,42	20,61	48,74	33,57	44,06
Кон-т контр. фл.	6,64	0,12	<0,003	0,014	0,06	0,08	0,18	10,31	6,56	6,71	19,10	9,08	7,23
Хвосты контр. фл.	67,11	0,07	<0,003	0,015	<0,01	0,05	0,12	60,78	66,02	72,68	32,16	57,35	48,71
Хвосты осн. фл.	73,75	0,075	0,003	0,015	0,014	0,053	0,13	71,09	72,58	79,39	51,26	66,43	55,94
Исходный продукт	100	0,08	0,0031	0,014	0,021	0,059	0,17	100	100	100	100	100	100

**Результаты поисковых опытов по флотации МПГ
из хвостов флотации хрома**

Проба	Продукты обогащения	Выход, %	Содержание, г/т		
			Pt	Pd	Au
Хвосты ЗРТ (кондиц.)	Концентрат	0,43	0,87	0,39	0,88
	Промпродукт IV переч.	0,25	0,89	0,19	0,19
	Промпродукт III переч.	0,69	0,18	0,07	0,07
	Промпродукт II переч.	2,09	0,11	0,02	0,02
	Промпродукт I переч.	3,63	0,013	0,013	0,013
	Шламы	0,02	7,50	2,5	2,5
	Хвосты	92,89	0,04	0,01	н/о
Хвосты ЗРТ (кондиц.)	Концентрат	0,38	0,99	0,53	0,66
	Промпродукт V переч.	0,23	0,54	0,02	0,03
	Промпродукт IV переч.	0,84	0,33	0,06	0,03
	Промпродукт III переч.	2,31	0,17	0,02	0,02
	Промпродукт II переч.	3,75	н/о	0,015	0,015
	Промпродукт I переч.	4,41	0,01	0,01	0,01
	Хвосты	88,08	н/о	н/о	н/о
Хвосты ЦРТ	Концентрат	0,08	0,97	0,63	1,29
	Промпродукт IV переч.	0,09	0,64	0,83	0,95
	Промпродукт III переч.	0,11	0,62	0,95	0,47
	Промпродукт II переч.	0,76	0,44	0,20	0,02
	Промпродукт I переч.	3,47	0,027	0,024	0,029
	Шламы	0,07	н/о	0,69	н/о
	Хвосты	95,42	0,018	0,02	0,01

кие показатели рассчитать не удалось (табл. 31). Полученный после 6 перецисток железо-никелевый сульфидный продукт не содержит повышенных количеств благородных металлов (платины, палладия, золота), что, по-видимому, является достаточно характерным признаком для зеленокаменноизмененных диабазов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Впервые на основе представительных материалов дана оценка платиноносности и возможной комплексности хромитовых руд Южно-Сарановского месторождения.

2. Установлено, что хромитовые руды месторождения в среднем содержат МПГ в следующих количествах по сумме: ЗРТ – 0,4 г/т, ЦРТ – 0,5 г/т, ВРТ – 0,3 г/т, однако, распределение концентраций их в рудах очень неравномерное, и в участках с видимой минерализацией МПГ резко возрастают содержания их до

**Зависимость технологических показателей
от расхода ГМФ (Проба ЮС-6)**

Расход, ГМФ, г/т	Продукты	Выход, %	Содержание, г/т			Извлечение, %		
			Pt	Pd	Au	Pt	Pd	Au
150	Концентрат	0,34	7,50	14,00	8,00	35,11	39,88	37,82
	Промпродукт V пер.	0,11	8,48	15,75	7,70	12,84	14,51	11,77
	Промпродукт IV пер.	0,16	3,75	4,17	2,50	8,24	5,57	5,54
	Промпродукт III пер.	0,33	1,58	2,57	1,00	7,33	7,26	4,69
	Промпродукт II пер.	0,85	0,54	0,78	0,30	6,37	5,60	3,57
	Промпродукт I пер.	3,18	0,065	0,087	0,087	2,87	2,34	3,88
	Шламы	0,90	0,073	0,15	0,07	0,91	1,14	0,88
	Кон-т осн. фл.	5,87	0,904	1,539	0,828	73,67	76,30	68,15
	Кон-т контр. фл.	4,85	0,17	0,21	0,10	11,45	8,61	6,80
	Хвосты контр. фл.	89,28	0,012	0,02	0,02	14,88	15,09	25,05
	Хвосты осн. фл.	94,13	0,02	0,031	0,024	26,38	23,70	31,85
	Исходный продукт	100	0,072	0,12	0,071	100	100	100
	500	Концентрат	0,29	9,09	22,70	9,10	27,98	40,67
Промпродукт V пер.		0,08	9,60	20,00	8,00	8,36	10,13	6,96
Промпродукт IV пер.		0,11	6,50	11,80	4,70	7,73	8,17	5,58
Промпродукт III пер.		0,24	4,20	5,35	2,20	10,43	7,73	5,46
Промпродукт II пер.		1,22	0,66	0,74	0,66	8,57	5,59	8,56
Промпродукт I пер.		3,76	0,35	0,46	0,015	13,98	10,70	4,19
Шламы		0,85	0,156	0,23	0,08	1,40	1,20	0,72
Кон-т осн. фл.		6,55	1,128	2,08	0,856	78,45	84,19	59,45
Кон-т контр. фл.		4,29	0,12	0,16	0,06	5,47	4,24	2,73
Хвосты контр. фл.		89,16	0,017	0,021	0,04	16,08	11,57	37,82
Хвосты осн. фл.		93,45	0,021	0,027	0,041	21,55	15,81	40,55
Исходный продукт		100	0,094	0,161	0,09	100	100	100

1-2 г/т. Содержание МПГ в рудовмещающих апогипербазитовых серпентинитах не превышает 0,1 г/т.

3. В целом для хромитовых руд месторождения выявляется отчетливая специализация по рутению, иридию, осмию и платине. При этом специализация рудных тел, относящихся к различным частям хромитоносного разреза, существенно отлична. Для ЗРТ характерна ведущая роль 2 элементов – рутения и иридия, для ЦРТ – 3 элементов – рутения, осмия и иридия, для ВРТ пропорции выравниваются и ведущими являются уже 4 элемента – рутений, осмий, иридий и платина.

4. Для хромитоносного разреза Южно-Сарановского месторождения характерно снизу вверх (с З на В) убывание роли иридия и нарастание роли родия, палладия и осмия в общем балансе МПГ.

5. Геохимическая специализация рудовмещающих пород комплементарна рудам и характеризуется ведущей ролью рутения, осмия и платины.

**Зависимость технологических показателей
от условий перечисток (Проба ЮС-6)**

Условия перечисток	Продукты	Выход, %	Содержание, г/т			Извлечение, %		
			Pt	Pd	Au	Pt	Pd	Au
Без реагентов	Концентрат	0,34	7,50	14,00	8,00	35,11	39,88	37,82
	Промпродукт V пер.	0,11	8,48	15,75	7,70	12,84	14,51	11,77
	Промпродукт IV пер.	0,16	3,75	4,17	2,50	8,24	5,57	5,54
	Промпродукт III пер.	0,33	1,58	2,57	1,00	7,33	7,26	4,69
	Промпродукт II пер.	0,85	0,54	0,78	0,30	6,37	5,60	3,57
	Промпродукт I пер.	3,18	0,065	0,087	0,087	2,87	2,34	3,88
	Шламы	0,90	0,073	0,15	0,07	0,91	1,14	0,88
	Кон-т осн. фл.	5,87	0,904	1,539	0,828	73,67	76,30	68,15
	Кон-т контр. фл.	4,85	0,17	0,21	0,10	11,45	8,61	6,80
	Хвосты контр. фл.	89,28	0,012	0,02	0,02	14,88	15,09	25,05
	Хвосты осн. фл.	94,13	0,02	0,031	0,024	26,38	23,70	31,85
Исходный продукт	100	0,072	0,12	0,071	100	100	100	
КБХ 50 г/т 50 г/т Сосн. масло 15 г/т 7,5 г/т	Концентрат	0,38	9,68	32,25	8,71	42,52	62,41	51,23
	Промпродукт V пер.	0,18	5,45	12,12	2,85	11,34	11,11	7,94
	Промпродукт IV пер.	0,26	2,46	3,51	1,09	7,39	4,65	4,39
	Промпродукт III пер.	0,52	1,44	1,92	0,48	8,65	5,08	3,86
	Промпродукт II пер.	1,57	0,25	0,41	0,09	4,54	3,28	2,19
	Промпродукт I пер.	4,68	0,09	0,103	0,04	4,87	2,45	2,90
	Шламы	0,28	0,82	0,14	0,38	2,65	1,63	1,65
	Кон-т осн. фл.	7,87	0,90	2,26	0,61	81,96	90,61	74,16
	Кон-т контр. фл.	5,42	0,08	0,10	0,10	5,01	2,76	8,39
	Хвосты контр. фл.	86,71	0,013	0,015	0,013	13,03	6,63	17,45
	Хвосты осн. фл.	92,13	0,017	0,02	0,018	18,04	9,39	25,84
Исходный продукт	100	0,087	0,19	0,065	100	100	100	

Таблица 29

**Результаты флотации благородных металлов
из габбро-диабазов (Проба ЮС-6)**

Продукты	Выход, %	Содержание, г/т			Извлечение, %		
		Pt	Pd	Au	Pt	Pd	Au
Концентрат	0,38	9,68	32,25	8,71	42,52	62,41	51,23
Промпродукт V переч.	0,18	5,45	12,12	2,85	11,34	1,11	7,94
Промпродукт IV переч.	0,26	2,46	3,51	1,09	7,39	4,65	4,39
Промпродукт III переч.	0,52	1,44	1,92	0,48	8,65	5,08	3,86
Промпродукт II переч.	1,57	0,25	0,41	0,09	4,54	3,28	2,19
Промпродукт I переч.	4,68	0,09	0,103	0,04	4,87	2,45	2,90
Шламы	0,28	0,82	1,14	0,38	2,65	1,63	1,65
Кон-т осн. фл.	7,87	0,90	2,26	0,61	81,96	90,61	74,16
Кон-т контр. фл.	5,42	0,08	0,10	0,10	5,01	2,76	8,39
Хвосты контр. фл.	86,71	0,013	0,015	0,013	13,03	6,63	17,45
Хвосты осн. фл.	92,13	0,017	0,02	0,018	18,04	9,39	25,84
Исходный продукт	100	0,087	0,19	0,065	100	100	100

Результаты флотации цветных металлов из пробы ЮС-6

Продукты	Выход, %	Содержание, вес %				Извлечение, %			
		S	Cu	Ni	Co	S	Cu	Ni	Co
Концентрат	0,38	34,97	5,76	2,46	0,124	44,01	42,89	17,09	12,13
Промпродукт V переч.	0,18	13,39	2,58	1,36	0,068	7,98	9,10	4,47	3,14
Промпродукт IV переч.	0,26	6,11	0,71	0,50	0,027	5,26	3,62	2,38	1,80
Промпродукт III переч.	0,52	1,99	0,35	0,20	0,013	3,43	3,57	1,90	1,75
Промпродукт II переч.	1,57	0,94	0,15	0,10	0,008	4,89	4,61	2,87	3,24
Промпродукт I переч.	4,68	0,48	0,04	0,04	0,004	7,44	3,67	3,42	4,82
Шламы	0,28	0,46	0,20	0,10	0,008	0,43	1,10	0,51	0,57
Кон-т осн. фл.	7,87	2,82	0,45	0,23	0,014	73,44	68,56	32,64	27,45
Кон-т контр. фл.	5,42	0,36	0,04	0,04	0,004	6,46	4,25	3,96	5,59
Хвосты контр. фл.	86,71	0,07	0,016	0,04	0,003	20,10	27,19	63,40	66,96
Хвосты осн. фл.	92,13	0,09	0,017	0,04	0,003	26,56	31,44	67,36	72,55
Исходный продукт	100	0,30	0,05	0,055	0,004	100	100	100	100

Таблица 31

Результаты флотации благородных металлов из диабазов (Проба ЮС-5)

Продукты	Выход, %	Содержание, г/т		
		Платина	Палладий	Золото
Концентрат	0,75	0,088	н/о	0,088
Промпродукт VI переч.	0,31	н/о	0,43	0,2
Промпродукт V переч.	0,19	0,36	н/о	0,36
Промпродукт IV переч.	0,17	0,8	н/о	0,4
Промпродукт III переч.	0,30	0,22	н/о	0,22
Промпродукт II переч.	1,07	0,19	н/о	0,06
Промпродукт I переч.	3,95	н/о	н/о	0,017
Шламы	1,53	0,087	н/о	0,043
Кон-т контролн. фл.	3,77	0,018	н/о	0,098
Хвосты контролн. фл.	87,96	0,1	н/о	0,01
Исходный продукт	100	0,02	н/о	0,02

6. В хромитовых рудах месторождения впервые выявлена разнообразная железно-никелевая, кобальто-никелевая и кобальтовая минерализация, представленная сульфидами и сульфоарсенидами этих металлов в виде включений размером от 10-50 до 100-200 мкм и более. Количество сульфидных минералов изменяется от 0,01 до 0,2 вес.%, составляя в среднем 0,05 вес.%. В порядке убывания они представлены следующими минералами; миллеритом, пиритом, халькопиритом, виоларитом, полидимитом, зигенитом, герсдорфит-кобальтином. В минералах ряда герсдорфит-кобальтин выявлено присутствие примеси платиноидов в количестве до 0,5-1% вес.

7. Впервые непосредственно в рудах и в флотоконцентратах из руд Южно-Сарановского месторождения выявлены собственные минералы МПГ. Они пред-

ставлены, в порядке убывания, лауридом, лауридом осмиевым, эрлихманитом, бреггитом, высокоцитом. Размеры выделений этих минералов от 1-10 до 20-50 мкм. Находятся они в тесном парагенезисе с миллеритом, пиритом, хроммагнетитом и приурочены к зонам динамометаморфизма и аллометаморфизма руд, то есть и контактовым зонам рудных тел и зонам проницаемости внутри них.

8. Состав лауридов варьирует по разрезу хромитоносной толщи, увязываясь с трендом изменения специализации хромитовых руд.

9. Лабораторные испытания хромитовых руд ЦРТ и ВРТ по гравитационной схеме дали отрицательные результаты, что свидетельствует о присутствии минералов МПГ в рудах в весьма мелком виде.

10. Лабораторные исследования 4 проб хромитовых руд по флотационной схеме в различных режимах дали следующие результаты:

а) по пробе ЮС-1 (ЦРТ) получен концентрат, содержащий 2,5 г/т, среди которых резко преобладают рутений, иридий и осмий, при выходе 6% и извлечения 28-33%. В результате 4-6 перечисток может быть получен сульфидный кобальто-никелевый продукт, содержащий более 50 г/т МПГ, среди которых резко преобладают рутений, иридий и осмий, а также содержится 0,3% кобальта, 9,35 никеля, 12,5% серы. Извлечение МПГ при этом резко падает;

б) по пробе ЮС-2 (ВРТ) получен концентрат, содержащий 0,5 г/т МПГ, среди которых преобладают рутений, осмий и иридий, при выходе 14-17% и извлечении от 20 до 50%. В результате 6 перечисток может быть получен сульфидный кобальто-никелевый продукт, содержащий более 5 г/т МПГ, 0,6% кобальта, 7,6% никеля, 12,7% серы. Извлечение МПГ в такой продукт низкое;

в) по пробе ЮС-3 (ЗРТ кондиция) получен концентрат, содержащий 0,6 г/т МПГ среди которых резко преобладают рутений, осмий и иридий при выходе 18% и извлечении 30-50%. В результате 3 перечисток может быть получен сульфидный никелевый продукт, содержащий 1,7 г/т МПГ при выходе 1,7%. Отмывка шламов позволяет повысить содержание МПГ в продукте до 7 г/т, при этом извлечение МПГ резко падает. В этом продукте содержится до 0,1% кобальта, 6% никеля, 4% серы;

г) по пробе ЮС-4 (ЗРТ некондиция), получен концентрат, содержащий 0,5 г/т МПГ среди которых резко преобладают рутений, осмий и иридий, при выходе 26% и извлечении 20-50%. В результате 4 перечисток может быть получен сульфидный никелевый продукт, содержащий 1,2 г/т МПГ при выходе 0,45%. Извлечение МПГ при этом резко падает. Отмывка шламов позволяет повысить содержание МПГ до 5 г/т. В этом продукте содержится до 1% никеля и 0,64% серы.

11. Полученные показатели извлечения МПГ из хромитовых руд в концентраты основной флотации (20-50%) скорее всего, близки к теоретически возможным при механических методах обогащения. Более низкое извлечение МПГ в конечные концентраты после перечисток объясняется потерями с промпродуктами в результате очень тонких вростков собственных минералов МПГ.

12. Результаты всех выполненных исследований свидетельствуют о принципиальной комплексности хромитовых руд Южно-Сарановского месторождения по МПГ, которая не может быть эффективно реализована из-за отсутствия приемлимой технологии и вследствие целевой направленности использования этих руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А. и др. О платиноносности Сарановского комплекса на западном склоне Урала. Ежегодник 1972 Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск, 1973.

2. Волченко Ю.А., Вилесов Н.Г. и др. Платиноиды и золото в рудах Сарановского хромитового месторождения. Отчет. Фонды объединения «Уралруда» и института геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск, 1975.

3. Корус В.М., Наумова Н.Г., Волченко Ю.А., Неустроева И.И. Минералого-геохимические исследования и технологическая оценка возможности комплексного использования хромитовых руд Сарановского и Кемпирсайского месторождений. Фонды института «Упалмеханобр» и института геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск, 1978.

4. Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Вилесов Н.Г. Новые данные по геологии и рудоносности Сарановского комплекса (западный склон Урала). В сб.: Генезис оруденения в базитах и гипербазитах, Свердловск, 1979.

5. Корус В.М., Наумова Н.Г., Волченко Ю.А., Неустроева И.И. Проблемы исследования платиноидов в хромитовых рудах. Комплексное использование руд черных металлов. Тематический сборник 4, Свердловск, 1979.

6. Суслова Л.Н. Разработка технологии обогащения основных разновидностей хромитовых руд Южно-Сарановского месторождения. Отчет 833-79, инв. № 7940, Уралмеханобр, Свердловск, 1980.

7. Рубинович Р.С., Золотарева Н.А. Методические рекомендации по анализу горных пород и минералов. Ленинград, 1976.

8. Корус В.М., Волченко Ю.А., Неустроева И.И., Наумова Н.Г. Комбинированный метод определения платиновых металлов в хромитовых рудах и высокохромитовых промпродуктах. Тезисы докладов XI Всесоюзного совещания по химии, анализу и технологии платиновых металлов. «Наука», Москва, 1979.

9. Волченко Ю.А., Неустроева И.И. Методы определения металлов платиновой группы (МПГ) при анализе хромитовых руд. Ежегодник-1981. Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск, 1983.

10. Сильниченко Л.Г., Долинина Ю.В. Спектрофотометрическое определение ультрамикрочколичеств рутения и осмия в горных породах. «Заводская лаборатория», т. XXXV, 1969, № 10.

11. Дистлер В.В., Лапутина И.П. Необычная ассоциация минералов платиновых металлов из расслоенного габбро-норит-лерцолитового массива на Кольском полуострове. Известия Академии наук СССР, Серия геологическая, 1981, № 2.

12. Волченко Ю.А., Шилова Т.А., Вилисов В.А. Лауристы Сарановского хромитоносного комплекса на западном склоне Урала. Ежегодник-1983. Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1984.

13. Волченко Ю.А., Андреев М.И., Наумова Н.Г., Неустроева И.И., Нечехин В.М. Прогнозная оценка платиноносности хромитопоявлений Рай-Изского и Войкаро-Сынъинского массивов на Полярном Урале. Отчет, фонды ПГО «Полярноуралгеология», ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1981.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
ИМЕНИ АКАДЕМИКА А.Н. ЗАВАРИЦКОГО

ИНФОРМАЦИОННЫЙ ОТЧЕТ*

**О результатах специализированных работ по теме:
«Прогнозная оценка платиноносности Кемпирсайского
рудного поля» за 1985-1986 гг.**

Ю.А. Волченко

Прогнозная оценка платиноносности Кемпирсайского рудного поля

Настоящий информационный отчет дает характеристику специализированных работ по теме «Прогнозная оценка платиноносности Кемпирсайского рудного поля», проведенных с IV квартала 1985 по IV квартал 1986 и в первом полугодии 1987 г.

Главные задачи первого этапа исследований заключались: в определении содержаний всех металлов платиновой группы и золота в главных типах хромитовых руд и гипербазитах Кемпирсайского рудного поля, в крупнейших разведанных и разведываемых месторождениях хромовых руд, с целью их типизации и выявления геохимической специализации в отношении платиновых металлов; в изучении характера распределения платиновых металлов в пределах отдельных месторождений (рудных тел) с целью оценки общих параметров платиноидного оруденения; в исследовании форм нахождения платиновых металлов в рудах для решения вопроса генезиса платиноидного оруденения в целом и оценки возможных методов извлечения платиноидов из хромитовых руд Кемпирсая.

Объекты исследований выбраны по согласованию с Заказчиком и охватывают руды разного состава, расположенные в различных частях Кемпирсайского рудного поля и вскрываемые на различных гипсометрических уровнях: месторождения Алмаз-Жемчужина, Миллионное, XL лет Каз. ССР, Поисковое, XII Геофизическое, V Геофизическое, Степнинская группа, Западно-Кемпирсайская группа месторождений и др.

Выполняемая работа в соответствии с целевой программой является специализированным минералого-геохимическим исследованием, требующим примене-

*Публикуется впервые

ния широкого спектра современных аналитических методов. Для определения платины, палладия, родия и золота использовался поставленный в Институте геологии и геохимии химико-спектральный метод, а также специально разработанный комбинированный метод анализа. Иридий определялся химико-спектральным методом, осмий и рутений – спектрофотометрическим методом анализа. Кроме того, для большинства проб дублетные определения платины, палладия и золота были выполнены пробирно-спектральным методом в лаборатории института «Уралмеханобр». Всего к настоящему времени для ~150 проб хромитовых руд и пород выполнено около 2500 элементоопределений благородных металлов (табл. 1-9).

Для целей внутреннего контроля использовались международные стандарты РТО-I и внутрисоюзные эталонные образцы ХО-1 (1703-79), предоставленные институтом «Сибцветметниипроект», в аттестации которых принимал участие Институт геологии и геохимии УрО АН СССР. Внешний контроль осуществлялся в институте «Уралмеханобр» МЧМ СССР и ИГиГ СО АН СССР.

Формы нахождения платиновых металлов в рудах и концентратах исследовались как с помощью обычных оптических методов, так и с помощью широкого спектра методов рентгеноспектрального микроанализа на приборе «ЖХА-5».

Основные результаты выполненных работ сводятся к следующему. Впервые установлено, что специализация хромитовых руд Кемпирская определяется не платиной и палладием, а тугоплавкими редкими платиноидами – осмием, рутением, иридием. По относительному уровню содержаний платиновые металлы образуют следующий ряд убывания: осмий, рутений, иридий, платина, родий, палладий. При этом ведущие тугоплавкие платиноиды составляют более 90% от суммы всех благородных металлов в хромитовых рудах. Ориентировочные средние содержания платиновых металлов в хромитовых рудах месторождения Алмаз-Жемчужина подсчитаны нами для рудного тела 3 (см. табл. 1,2), мг/т: осмия – 280, рутения – 180, иридия – 170, платины – 9, родия – 8, палладия – 6. При этом средняя суммарная платиноносность руд составляет около 0,7 г/т, в то время как по отдельным пробам исследованного разреза суммарное содержание платиноидов изменяется от 0,4 до 1,2 г/т.

Максимальные содержания платиноидов по отдельным определениям в рудном теле 3 (осмия до 730, рутения до 590 и иридия до 500 мг/т) установлены в сплошных хромитовых рудах с повышенной степенью окисления железа около тектонических срывов и тел внутрирудных дунитов.

Близкие значения суммарной платиноносности – до 0,6-0,8 г/т – характеризуют и руды месторождения «Поисковое» (табл. 3).

Исследование двух опорных разрезов месторождения «Алмаз-Жемчужина» с малосернистыми рудами (скв. 160-0,013 % серы) и более сернистыми рудами (скв. 133-0,03% серы) не выявило их существенных различий в содержаниях платиноидов. Более того, средние содержания иридия в них оказались практически одинаковыми: 170 и 190 мг/т. Даже в высокосернистых хромитовых рудах месторождения V Геофизическое (табл.4) содержания платины, палладия и родия уве-

Таблица 1
Распределение благородных металлов по разрезу рудного тела 3 месторождения Алмаз-Жемчужина (скв. 160)

№ п/п	Номера проб, интервал опробования	Массовая доля ^x , мг/г (химико-спектральный и комбинированный методы)							Массовая доля ^x , мг/г (спектрофото-метрический метод)				Массовая доля ^x , мг/г (пробирно-спектральный метод)		
		Pt	Pd	Rh	Ir	Au	Os	Ru	Pt	Pd	Au	Pt	Pd	Au	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11					
1	3B77 812-815 м	7	7	5	<10	16	20	38	н/о	н/о	н/о	н/о	12		
2	4B77 821-824 м	7	6	13	280	5	170	170	н/о	н/о	н/о	н/о	20		
3	5B77 824-827 м	20	11	3	115	22	230	150	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о		
4	6B77 827-830 м	<10	7	14	147		180	60	н/о	н/о	н/о	н/о	<20		
5	7B77 830-836 м	5	3	<5		10			н/о	н/о	н/о	н/о	н/о		
6	8B77 836-842 м	5	6	5	80	22	255	130	н/о	н/о	н/о	н/о	<20		
7	9B77 843-848 м	4	3	1		6			н/о	н/о	н/о	н/о	н/о		
8	10B77 848-854 м	7	4	8	115	н/о	250	135	н/о	н/о	н/о	н/о	20		
9	11B77 854-860 м	6	7	1	110	10	250	155	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о		
10	12B77 860-866 м		4	20	265		200	150					н/о		
11	13B77 866-872 м	<10	4	8	130		305	150	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о		
12	14B77 872-879 м		3	8	135		170	260	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о		
13	15B77 879-885 м	5	6	8	320	17	370	160	н/о	н/о	н/о	н/о	30		
14	16B77 885-891 м	6	3	1	170	15	270	70	н/о	н/о	н/о	н/о	20		
15	17B77 891-897 м	18	1	6	170	12	260	250							
16	18B77 897-902 м	<10	3	12	180				н/о	н/о	н/о	н/о	н/о		
17	19B77 902-908 м	<10	8	10	150										
18	20B77 908-914 м	<10	5	9	160		160	230							
19	21B77 914-921 м	4	3	14	215	6							<20		
20	22B77 921-927 м	10	1	<5	78										
21	23B77 927-933 м	15	4	<5		12							н/о		
22	24B77 933-937 м	<10	5	11	160								н/о		

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
23	25B77 937-942 м	17	4	2	300	11	200	280	н/о	н/о	н/о
24	26B77 942-945 м	11	10	12	330	12	400	260	н/о	н/о	<20
25	27B77 945-950,1 м	<10	11	16	330		350	440			
26	28B77 950,1-956 м		6	13	360		380	130	50	н/о	н/о
27	29B77 952-952,5 м	3	6	4	60	11			н/о	н/о	<20
28	30B77 956-962 м	6	4	15	380	16	460	110			
29	31B77 962-968 м										
30	32B77 968-974 м	6	2	6	80	10	310	230	н/о	н/о	н/о
31	33B77 974-980 м	8	8	<5	60	12			н/о	н/о	н/о
32	34B77 980-986 м										
33	35B77 986-992 м	8	11	13	120	23			н/о	н/о	30
34	36B77 992-998 м	20	20	12	90	19	410	55	н/о	н/о	<20
35	37B77 998-1004 м	20	7	1	60	21			н/о	н/о	н/о
36	38B77 1004-1008 м	<10	1	<5					н/о	н/о	н/о
37	39B77 1008-1011,5 м	4	2	1		7			н/о	н/о	20
38	40B77 1011,5-1013,5 м	8	3	1		10	20	70	н/о	н/о	н/о
39	41B77 1013,5-1035,5 м	8	4	1		13					
40	42B77 1035,5-1047,9 м	9	8	1	60	34			н/о	н/о	20
41	43B77 1047,9-1050 м	3	3	5		н/о			н/о	н/о	20

* – средние арифметические значения содержания по 2-4 определениям для каждой пробы

**Содержание благородных металлов в хромитовых рудах и гипербазитах
месторождения Алмаз-Жемчужина (рудное тело 4, скв. 133)**

№ пп	Номера проб и места их отбора	Материал проб	Массовая доля ^{х)} , мг/т (химико-спектральный и комбинированный методы)						Массовая доля ^{х)} , мг/т (пробиро-спектральный метод)											
			Pt	Pd	Rh	Ir	Au	Pt	Pd	Au										
1	45В77 инт. 475-525 м	Дуниты энстатитовые																		
2	46В77 инт. 796-810 м	Дуниты энстатитовые	5	2	<5	<10	9													
3	50В77 инт. 902-906 м	Дуниты сульфидоносные	10	32	<5	<10														
4	51В77 инт. 906-910 м	Дуниты сульфидоносные	45	115	5	<10														
5	52В77 инт. 910-915 м	Дуниты сульфидоносные	123	418	3	<10	19													
6	47В77 инт. 998-1002 м	Дуниты хромитовые	35	6	2	<10	11													
7	48В77 инт. 1002-1006 м	Густовкрапленная хромитовая руда	<10	3	10	70														
8	49В77 инт. 1006-1010 м	Сплошная хромитовая руда	90	2	3		16													
9	53В77 инт. 1010-1017 м	Сплошная хромитовая руда	10	5	<5	60	<10													
10	54В77 инт. 1017-1023 м	Сплошная хромитовая руда	22	17	1		13													
11	55В77 инт. 1023-1029 м	Сплошная хромитовая руда																		
12	56В77 инт. 1029-1035 м	Сплошная хромитовая руда	<10	<1	<5	80	<10													
13	57В77 инт. 1035-1041 м	Сплошная хромитовая руда	33	3	3		14													
14	58В77 инт. 1041-1046 м	Сплошная хромитовая руда	10	13	<5		21													
15	59В77 инт. 1046-1052 м	Сплошная хромитовая руда	9	8	1		11													
16	60В77 инт. 1052-1059 м	Сплошная хромитовая руда																		
17	61В77 инт. 1059-1066 м	Сплошная хромитовая руда																		
18	62В77 инт. 1066-1071 м	Сплошная хромитовая руда	6	5	1		19													
19	63В77 инт. 1071-1077 м	Сплошная хромитовая руда	41	4	3	100	18													
20	64В77 инт. 1077-1081 м	Сплошная хромитовая руда	<10	4	<5	120	<10													
21	65В77 инт. 1081-1090 м	Дуниты энстатитсодержащие	5	53	<5	<10	6													

^{х)} Средние арифметические значения содержания по 2-3 определениям для каждой пробы

**Содержание иридия, осмия и рутения
в месторождении «Поисковое» Кемпирсайского рудного поля**

№ п/п	Номера проб и места их отбора	Материал проб	Массовая доля мг/г (среднее из 2 опр.)		
			Ir	Os	Ru
1	106B86 скв. 446 инт. 150-153,1 м	Дуниты энстатитсодержащие	<10	31	64
2	107B86 инт. 153,1-158 м	Густовкрапленные хромитовые руды	190	210	185
3	109B86 инт. 163-168 м	Густовкрапленные и сплошные хромитовые руды	200	320	180
4	111B86 инт. 173-178,7 м	Сплошные хромитовые руды	170	200	370
5	112B86 инт. 178,7-181,8 м	Среднекрапленные хромитовые руды	150	260	170

личиваются незначительно, что позволяет говорить об отсутствии значимой сопряженности между степенью сернистости и платиноносности хромитовых руд.

Для изучения вопроса о формах нахождения платиноидов в рудах на материалах скважины № 160 и месторождения «Алмаз-Жемчужина» была приготовлена крупнообъемная композитная проба 100 кг. Эта проба была издроблена до крупности 3-0, расквартована на 2 части, которые затем обогатились на гравитационных и флотационных установках. Опыты по гравитационному обогащению на концентрационных столах не дали положительных результатов, что говорит об отсутствии крупных частиц платиновых металлов в хромитовых рудах. Издробленная до 200 меш, вторая половина крупнообъемной пробы была подвергнута флотации в различных режимах. В результате выполненной флотации с несколькими перечистками получен концентрат, содержащий до 12 г/т платиноидов (по сумме), при этом оказалось возможным в одну операцию без перечисток из исходной руды с содержанием 0,6 г/т платиновых металлов получить концентрат флотации с содержанием 4,5 г/т платиноидов при выходе продукта 2,5% мас. и сквозном извлечении благородных металлов 20-40% (табл. 5). Полученные результаты свидетельствуют о преимущественном нахождении платиноидов в рудах в виде весьма мелких и тонких выделений, вскрываемых только при глубоком обогащении.

Дальнейшее изучение образцов руд с повышенными содержаниями платиновых металлов и продуктов обогащения этих руд привело к открытию собственной платиноидной минерализации в рудах Кемпирсай.

В 1985 г. нами при исследовании хромитовых руд месторождения «Алмаз-Жемчужина» впервые за всю историю изучения Кемпирсайских хромитовых месторождений выявлены собственные минералы платиновых металлов.

Минералы установлены в сплошных хромитовых рудах, содержащих 53-55 мас.% Cr_2O_3 и 0,05-0,07 мас.% $\text{S}_{\text{общ}}$. Руды мелко- и тонкозернистые, катаклази-

Содержание благородных металлов в месторождении V Геофизическое Кемпирсайского рудного поля

№ п/п	Номера проб и места их отбора	Материал проб	Массовая доля ^{X)} , мг/т (химико-спектральный и комбинированный метод)						Массовая доля ^{X)} , мг/т (пробирно-спектральный метод)			Масс. %
			Pt	Pd	Rh	Ir	Au	Pt	Pd	Au	Сr ₂ O ₃	
1	320B85 Гор. +360 м В 50 м к 3 от зоны С3 выклинивания рудного тела	Дуниты серпентинизированные с акцессорными хромшпинелидом и сульфидами	7	4	< 5	< 10	52	н/о	н/о	40	0,74	0,22
2	321B85 Гор. +360 м Зона контакта с рудой	Дуниты серпентинизированные сульфидоносные	10	18	< 5	< 10	307	н/о	15	170	0,10	6,22
3	322B85 В 40 м к В от 321B85 в подошве гор. + 350 м	Сульфидоносные хромитовые руды приконтактной зоны рудного тела	26	20	< 5		39	н/о	н/о	60	44,52	1,17
4	323B85 В 40 м к Ю от 322B85 из подошвы гор. 360 м (ЮВ борт карьера)	Полосчатые сульфидномагнетитовые хромитовые руды контактовой зоны рудного тела	27	27	3		45	н/о	20	150	47,32	1,34
5	324B85 В 20 м к Ю от 323B85 в Ю борту карьера на гор. + 360 м	Густовкрапленные хромитовые руды с акцессорными сульфидами	9	12	< 5		40	н/о	н/о	26	48,68	0,10

X) Средние арифметические значения содержания по 2-4 определениям для каждой пробы

**Результаты флотации благородных металлов из хромитовых руд
месторождения Алмаз-Жемчужина (рудное тело 3) скв. 160**

Продукты	Выход, %	Массовая доля, г/т										Масс. %				
		Ir	Os	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	S ^{общ.}	Cu	Ni	Co	Cr ₂ O ₃			
Концентрат	3,18	1,07	0,51	0,61	0,12	0,21	0,02	0,02	0,43	0,03	0,62	0,02	39,26			
Промпродукт II перечистки	4,10	0,11	0,08	0,12	0,05	0,11	0,004	0,01	0,036	0,012	0,18	0,013	46,23			
Промпродукт I перечистки	6,04	0,07	0,06	0,06	0,04	0,04	0,003	0,007	0,008	0,012	0,15	0,013	47,80			
Концентрат основной флотации	13,32	0,32	0,17	0,21	0,06	0,10	0,008	0,01	0,120	0,016	0,27	0,014	45,28			
Концентрат контрольной флотации	2,08	0,24	0,26	0,25	0,05	0,09	0,003	0,008	0,032	0,012	0,19	0,013	42,08			
Хвосты	84,60	0,16	0,16	0,15	0,005	0,045	0,002	0,005	0,018	0,012	0,15	0,014	53,96			
Исходная руда	100,0	0,18	0,164	0,16	0,013	0,054	0,0043	0,005	0,032	0,01	0,17	0,014	52,56			
Концентрат	0,51	6,3	2,4	2,27	0,41	0,15	0,14									
Промпродукт II перечистки	0,39	3,3	0,77	0,62	0,25	0,05	0,05									
Промпродукт I перечистки	1,53	0,8	0,54	0,28	0,05	0,015	0,011									
Концентрат основной флотации	2,43	2,4	0,96	0,75	0,16	0,05	0,04									
Концентрат контрольной флотации	1,69	0,38	0,50	0,72	0,01	0,02	0,006									
Хвосты	95,88	0,16	0,17	0,15	0,005	0,005	0,002									
Исходная руда	100,0	0,22	0,20	0,17	0,0088	0,06	0,0031									

№ п/п	Содержание компонентов, мас. %										Сумма	
	Ru	Os	Ir	Rh	Pt	Pd	Fe	Cu	Ni	S		As
1	40,5	12,9	3,8	3,0	н/о	0,35	1,1	0,04	0,4	37,0	2,5	101,6
2	41,0	13,1	3,4	3,3	0,12	0,38	0,5	0,06	0,1	35,6	2,6	100,2
3	37,8	19,1	3,1	3,2	0,26	0,29	0,3	0,06	0,05	34,3	3,6	102,0

Кристаллохимические формулы:

1. Лаурит $(\text{Ru}_{0,69}\text{Os}_{0,12}\text{Rh}_{0,05}\text{Ir}_{0,03}\text{Fe}_{0,03})\text{Y}=0,95(\text{S}_{1,99}\text{As}_{0,08})\text{Y}=2,05$
2. Лаурит $(\text{Ru}_{0,72}\text{Os}_{0,12}\text{Rh}_{0,06}\text{Ir}_{0,03}\text{Fe}_{0,02})\text{Y}=0,96(\text{S}_{1,98}\text{As}_{0,06})\text{Y}=2,04$
3. Лаурит-0 $(\text{Ru}_{0,68}\text{Os}_{0,18}\text{Rh}_{0,06}\text{Ir}_{0,03}\text{Fe}_{0,01})\text{Y}=0,97(\text{S}_{1,94}\text{As}_{0,09})\text{Y}=2,03$

рованные с хлорит-серпентиновым и серпентиновым цементом в количестве до 3-5 об.%. В цементе руд и на стыках зерен хромшпинелида присутствует рассеянная вкрапленность мелких и тонких выделений сульфидов никеля и железа: пентландита, миллерита, макиновита. Размеры моно- и биминеральных выделений сульфидов от 40×40 до 200×200 мкм, в единичных случаях до 300×800 мкм.

Собственные минералы платиноидных металлов, представленные лаури- том, лаури- том осмиевым и дунитами пока недоизученными из-за весьма тонких размеров фазами, встречаются в виде изолированных кристаллических зерен размером от 2×5 – 10×15 до 50×50 мкм, находящихся в краевых частях деформированных, трещиноватых зерен хромшпинелидов. Рельефные белые, серовато-белые и желтовато-белые на фоне хромшпинелида зерна имеют форму, характерную для различных сечений кубических, додекаэдрических и октаэдрических кристаллов.

Состав наиболее крупных выделений этих минералов изучен различными методами РСМА на приборе «ЖХА-5» в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР (см. табл. 6). Изученные лаури- ты и лаури- ты осмиевые характеризуются выдержанностью состава в пределах отдельных кристаллических зерен и повышенными содержаниями осмия, родия и иридия в целом. В качестве характерной примеси в них присутствует железо; второстепенные примеси представлены палладием, платиной, никелем.

Выявленные особенности состава кемпирсайских лаури- тов, включая повышенную мышьяковистость, сближают их с лаури- тами стратиформных комплексов Урала, резко отличая от лаури- тов зональных комплексов Платиноносного пояса.

Прямые находки минералов рутения, осмия и иридия в рудах Кемпирсая, как и сделанные нами значительно ранее во вкрапленных хромитовых рудах Рай-Иза, подтверждают представления о фракционировании металлов в хромитоносных альпинотипных комплексах Урала и специализации хромитовых руд этих комплексов на тугоплавкие платиноиды.

Таблица 7

**Содержание благородных металлов в хромитовых рудах различных рудных тел
и гипербазитах месторождения Алмаз-Жемчужина**

№ п/п	Номера проб и места их отбора	Материал проб	Массовая доля ^{х)} , мг/г (химико-спектральный и комбинированный методы)						Массовая доля ^{х)} , мг/г (спектрофото- метрический метод)			Массовая доля ^{х)} , мг/г (пробирно-спектральный метод)		
			Pt	Pd	Rh	Ir	Au	Os	Ru	Pt	Pd	Au		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		
1	83В77 скв. 204 инт. 995-1018 м	Дуниты энстатитовые вмещающие РТ-23	15	3	1	<10	7							
2	84В77 скв. 204 инт. 1080-1090 м	Гарцбургиты	9	10	1	<10	24			н/о	н/о	70		
3	126В86 скв. 235 инт. 1128-1133 м	Густовкрапленая хромитовая руда РТ-23						570	200					
4	146В86 скв. 235 инт. 1275-1280 м	Сплошная хромитовая руда РТ-23						100	300					
5	74В77 скв. 168 инт. 1007-1014 м	Дуниты сульфидонос- ные вмещающие РТ-32	106	720	2		28							
6	75В77 скв. 168 инт. 1027-1033 м	Густовкрапленые хро- митовые руды с повы- шенной вкрапленностью сульфидов РТ-32	74	19	5		11							
7	76В77 скв. 168 инт. 1051,5-1059 м	Среднекрапленая хромитовая руда РТ-32								<20	н/о	<20		

Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
8	78В77 скв. 176 инт. 1017-1021 м	Средне-густоокраплен- ные хромитовые руды РТ-33	16	48	1		19					
9	79В77 скв. 182 инт. 1154-1159 м	Густоокрапленные и сплошные хромитовые руды РТ-33	5	2	1		9					
10	80В77 скв. 152 инт. 911,5-917 м	Густоокрапленные и сплошные хромитовые руды РТ-3	5	3	1		н/о					
11	81В77 скв. 152 инт. 922-930 м	Сплошные хромитовые руды РТ-3	6	6	1		22					

*) Средние арифметические значения содержания по 2 определениям для каждой пробы

В самое последнее время нами совместно с исследовательской группой ИГЕМ АН СССР в продуктах обогащения хромитовых руд выявлены и другие минералы платиновых металлов: эрлихманит (Os, Ir, Ru)₂S₂, ирарсит (Ir, Ru, Os, Rh)AsS, осмирид Ir, Os, рутениридосмин Os, Ir, Ru в виде кристаллических зерен размером от 20-40 до 250 мкм.

Рассмотрение уровня содержаний и характера распределения платиновых металлов в главных типах гипербазитов (гарцбургитах, дунитах, пироксенитах) указывает на низкие количества в них платиноидов и их платино-палладиевую специализацию (см. табл. 1,2,4,7,8). Наиболее обычные содержания платины и палладия в гипербазитах составляют 5-10 мг/т, иногда возрастная до первых десятков мг/т. Родий и иридий – до первых мг/т. Осмий и рутений наиболее капризные элементы, но и их содержание не превышает первых десятков мг/т. В серпентинизированных и несерпентинизированных разностях гарцбургитов (энстатитовых дунитов) содержание платины и палладия практически одинаково.

Нами была оценена платиноносность зон сульфидоносных дунитов и пироксенитов, выявленных в месторождениях «Алмаз-Жемчужина» и «Миллионное» (см. табл. 8). Установлено, что сульфидная минерализация в гипербазитах в основном представлена пирротинном, пентландитом, пиритом и редкими кобальтотоникелевыми сульфидами. В участках с повышенными содержаниями сульфидов (где содержание серы достигает 0,2-1,0 мас.%) количество платиноидов (палладия, платины, а иногда и родия) за-

**Содержание благородных металлов в сульфидоносных дунитах и пироксенитах
Кемпирсайского рудного поля**

№ п/п	Номера проб и мест их отбора	Материал проб	Массовая доля ^X , мг/т (химико-спектральный и комбинированный методы)						Массовая доля ^X , мг/т (приближенно-спектральный метод)		
			Pt	Pd	Rh	Ir	Au	Pt	Pd	Au	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
1	300B85 скв. 247 м-е Алмаз-Жемчужина инт. 822-825 м	Дуниты энстатитовые серпентинизированные сульфидоносные	10	14	<5	<10	400	н/о	н/о	400	
2	301B85 скв. 247 инт. 825-828 м	Дуниты энстатитовые серпентинизированные сульфидоносные	20	30	<5	<10	216	н/о	26	240	
3	302B85 скв. 247 инт. 828-833 м	Дуниты серпентинизированные сульфидоносные	14	50	<5	<10	342	48	65	290	
4	303B85 скв. 247 инт. 833-838 м	Дуниты серпентинизированные сульфидоносные	14	20	<5	<10	450	н/о	н/о	400	
5	304B85 скв. 247 инт. 838-843 м	Дуниты серпентинизированные сульфидоносные	10	10	<5	<10	67	н/о	н/о	90	
6	305B85 скв. 247 инт. 843-847 м	Дуниты серпентинизированные сульфидоносные	8	18	<5	<10	153	н/о	<36	240	
7	306B85 Скв. 247 инт. 847-851 м	Дуниты серпентинизированные сульфидоносные	16	22	<5	<10	202	н/о	н/о	50	
8	307B85 скв. 247 инт. 851-855 м	Дуниты серпентинизированные сульфидоносные (?)	4	4	<5	<10	48	н/о	н/о	40	
9	310B85 скв. 639 инт. 1430-1436 м	Гарцбургиты не серпентинизированные	5	6	<5	<10	77	н/о	н/о	34	
10	311B85 скв. 639 инт. 1434-1443 м	Гарцбургиты не серпентинизированные	6	8	<5	<10	55	н/о	<18	30	
11	314B85 скв. 766 инт. 1025-1032 м	Дуниты энстатитосодержащие серпентинизированные	7	6	<5	<10	61	н/о	н/о	45	

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
12	312В85 скв. 766 инт. 1235-1243 м	Гарцбургиты не серпентинизированные	5	8	<5	<10	65	н/о	н/о	56
13	313В85 скв. 766 инт. 1243-1250 м	Гарцбургиты не серпентинизированные	7	10	<5	<10	153	н/о	н/о	90
14	315В85 скв. 782 м-е Миллионное инт. 296,6-297,6 м	Дуниты серпентинизированные	5	6	<5	<10	66	н/о	н/о	240
15	316В85 скв. 782 инт. 297,6-299,5 м	Пироксениты осветленные с сульфидной минерализацией	8	20	<5	<10	44	н/о	300	80
16	317В85 скв. 782 инт. 299,5-310,9 м	Пироксениты м/з и порфириовидные с вкрапл. сульф.	13	26	<5	<10	52	н/о	21	122
17	318В85 скв. 782 инт. 310,9-322,6 м	Пироксениты осветленные с сульфидной минерализацией	20	8	<5	<10	62	н/о	н/о	38
18	319В85 скв. 782 инт. 322,6-325 м	Дуниты серпентинизированные	17	9	<5	<10	38	н/о	н/о	50

*) Средние арифметические значения содержания по 2-4 определениям для каждой пробы

**Результаты флотации благородных металлов из сульфидоносных дунитов
месторождения Алмаз-Жемчужина (скв. 133, проба 50-52В77)**

Продукты	Массовая доля, г/т				
	Pt	Pd	Rh	Ir	Au
Концентрат (тяжелая фр.)	2,27	2,67	0,51	н/о	0,58
Концентрат (легкая фр.)	0,44	0,55	0,042	н/о	
Промпродукт V перечистки	0,26	0,26	0,025	н/о	
Промпродукт IV перечистки	0,18	0,34	0,03	н/о	0,045
Промпродукт III перечистки	0,11	0,14	0,015	н/о	0,01
Промпродукт II перечистки	0,08	0,13	0,015	н/о	0,02
Промпродукт I перечистки	0,04	0,07	н/о	н/о	0,02
Концентрат контрольной флотации	0,08	0,13	н/о	н/о	0,015
Хвосты	0,04	0,053	н/о	н/о	0,02
Исходная проба	(см. таблицу 2)				

метно возрастает. Но наиболее существенно изменяются содержания золота. В рядовых гипербазитах его содержится 10-30 мг/т, в зонах сульфидоносных дунитов и пироксенитов его содержание в 5-10 раз и более. Повышенная золотоносность таких зон – установленный факт. Так, для зоны сульфидоносных дунитов мощностью около 30 м по скважине № 247 среднее содержание золота составляет ~250 мг/т.

Для одной из таких зон по скважине № 133 месторождения «Алмаз-Жемчужина» для композитной пробы весом 40 кг выполнены опыты по флотации благородных металлов (см. табл. 9). Полученный концентрат содержит значительные количества палладия, платины, родия и золота, но совершенно не содержит иридия и рутения, что находится в полном соответствии с установленной нами специализацией этих зон в отношении благородных металлов.

ИНФОРМАЦИОННЫЙ ОТЧЕТ*

**о результатах специализированных работ по теме:
«Использование комплекса минералого-геохимических
и минералого-физических методов для целей корреляции
разреза гипербазитов и оценки степени рудонасыщенности
на примере Северной и Средней части Кемпирсайского массива»**

Руководитель темы,
ответственный исполнитель
Ю.А. Волченко

ВВЕДЕНИЕ

Задачи и методы исследований, объемы выполненных работ

Настоящий информационный отчет дает характеристику работ по теме «Использование комплекса минералого-геохимических и минералого-физических методов для целей корреляции разреза гипербазитов и оценки степени рудонасыщенности на примере северной и средней части Кемпирсайского массива», выполненных во II полугодии 1990 и первом полугодии 1991 г. и охватывающих таким образом первый этап исследований по данной теме.

Задачами исследований являлось расчленение разреза гипербазитов в средней части Кемпирсайского массива с использованием комплекса минералого-петрографических, геохимических и минералого-физических методов, корреляции разреза и выявленных хромитопоявлений, а также оценка степени рудонасыщенности его на основе изучения степени гетерогенности данного разреза. Объекты исследований находятся в средней, «горловинной», части Кемпирсайского массива и охватывает так называемый Шиликтинский поисковый участок, в пределах которого проходят три опорных профиля поискового бурения – Южный, Центральный, Северный.

Помимо применения традиционных методов петрографического и минералогического исследования разреза, для чего потребовалось изготовление и описание 100 прозрачных и 100 полированных шлифов, использовался комплекс новых методов, потребовавший больших работ по выделению обогащенных фракций хромшпинелидов и их последующему сепарированию с целью отделения магнитных и электромагнитных метаморфизованных разностей. Из 60 проб выделены 200 монофракций хромшпинелидов весом до 0,1 г, изготовлены препараты и проведен анализ 197 фаз хромшпинелидов методами РСМА, а также

* Публикуется впервые

выполнено измерение ТЭДС хромшпинелидов для 197 фаз. Из этих же 60 проб выделены обогащенные фракции хромшпинелидов весом 10-20 грамм, из которых путем сепарации получены 95 фракций хромшпинелидов и хроммагнетитов, состав которых исследован методами РСМА. Для 30 фракций выполнен контрольный анализ состава химическими методами и методами РСМА. Все 95 фракций хромшпинелидов и хроммагнетитов проанализированы на всю группу платиновых металлов (платину, палладий, родий, иридий, осмий, рутений), а также золото. Выполнен контрольный анализ 25 фракций минералов и горных пород на платиноиды.

Вся полученная минералого-геохимическая и минералого-физическая информация нанесена на опорные профили и представлена в виде графиков и результирующей прогнозной схемы (рис. 1-5). Таким образом, в результате проведенных работ имеется возможность на основе научных критериев детализировать разрез гипербазитов и оценить его рудоносность на площади более 50 км².

Результаты исследований на Шиликтинском поисковом участке

Рассмотрение целесообразно проводить раздельно по опорным поисковым профилям, излагая результаты по каждому методу в отдельности и суммируя результаты сначала по профилям, а затем по поисковому участку в целом.

Южный опорный профиль поискового бурения

Этот короткий опорный профиль длиной около 3 км вскрывает разрез монотонных гарцбургитов нормальных и малопироксеновых, полосчатых с единичными полосовидными обособлениями дунитов и пироксеновых дунитов, и лишь в скв. 2160 и 2161 количество полос дунитов нарастает настолько, что мы имеем дело с тонко- и толстополосчатым гарцбургит-пироксендунитовым комплексом. В начале профиля с дунитовыми обособлениями среди гарцбургитов (скв. 2156) мощностью около 2 м связана рудная зона среднередковкрапленных высокоглиноземистых хромитовых руд, тяготеющих к рудам известных в этом месте рудопроявлений «Сентябрьское» и «Солнечное». В конце профиля (скв. 2161) в слоистой серии, представленной чередованием пироксеновых дунитов и малопироксеновых гарцбургитов с единичными обособлениями дунитов пироксенсодержащих, выявлена вкрапленность зеленой высокоглиноземистой шпинели, аналогичной найденной ранее около пос. Шиликта в апогарцбургитовых шпинель-тремолитовых кристаллических сланцах. Весьма вероятно, что эта находка фиксирует собой древнюю зону шовного метаморфизма, трассируемого позднее дайками амфиболитов и геофизическими аномалиями (см. рис. 1).

Составы хромшпинелидов из гарцбургитов, пироксеновых дунитов и дунитов Южного профиля не несут какой-либо аномальной информации. Графики коэффициентов $K_{\text{Fe}}^{\text{шп}}$ и $K_{\text{Cr}}^{\text{шп}}$ стабильны, хромшпинелиды с пониженными значениями ТЭДС отсутствуют (рис. 3,2). Распределение платиноидов в гарцбургито-



Рис. 1. Средняя часть Кемпирсайского габбро-гипербазитового массива – Шиликтинский поисковый участок. Карта фактического материала

вых, дунитовых и рудообразующих хромшпинелидах этого профиля отвечает субхондритовому типу (рис. 4). Все это позволяет наметить в западной части Южного профиля лишь южное замыкание рудоносной зоны (названной нами Шиликтинской), перспективной на высокоглиноземистое хромитовое оруденение.

Центральный опорный профиль поискового бурения

Протяженность профиля около 8 км. Вскрываемый разрез имеет сложное неоднородное строение; основными мотивами его являются гарцбургитовая периферия, две дунитовые полосы (на западе и на востоке) и четковыраженная центральная часть, сложенная пироксеновыми дунитами (см. рис 1-3). Западная дунитовая полоса (скв. 2186 – скв. 2190) не является чем-то монотонно-однородным, но представляет собой слоистое чередование преобладающих пи-

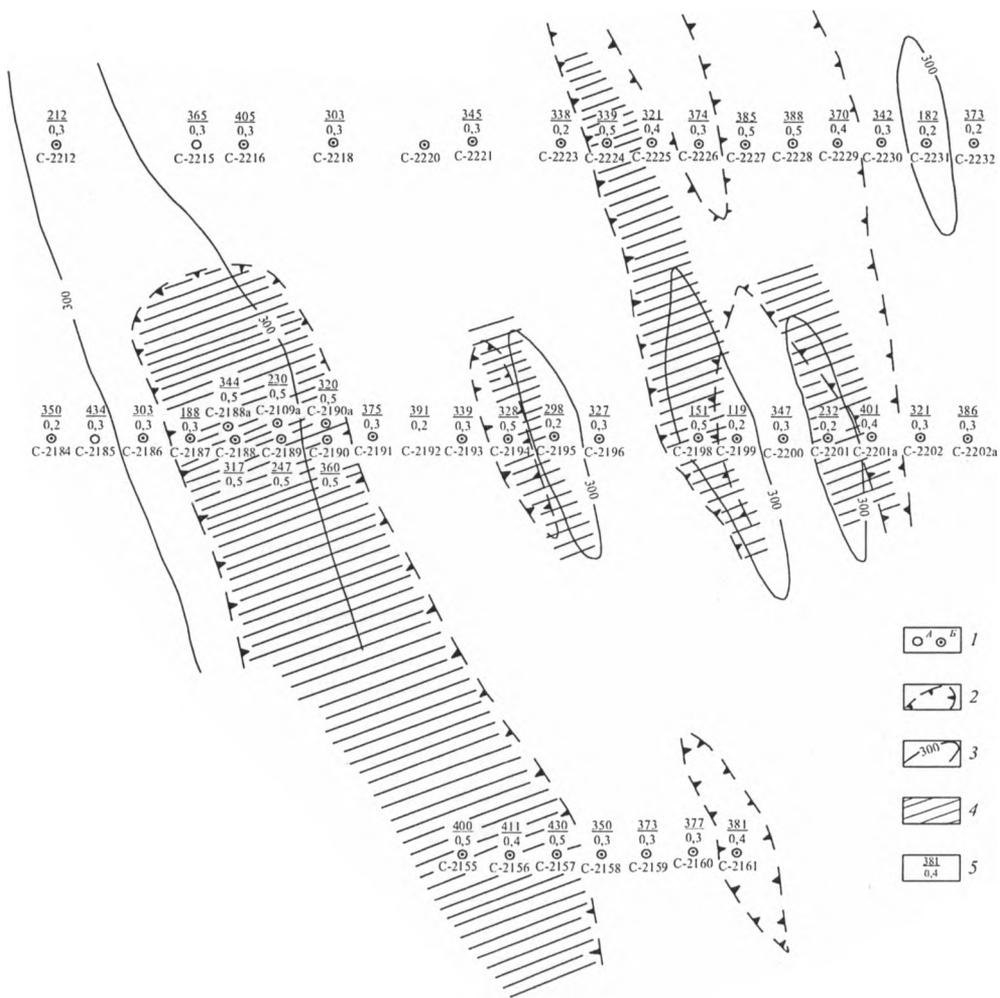


Рис. 2. Шиликтинский поисковый участок. Карта фактического материала и минералого-физическая схема:

I – места отбора проб для измерения ТЭС (А) и места отбора проб для изучения методами рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) (Б); 2 – ореолы распространения крупных (0,5 мм и более) зерен аксессуарных хромшпинелидов; 3 – ореолы распространения хромшпинелидов с пониженными (менее 300 МкВ/град.) значениями ТЭС; 4 – зоны перспективные на хромитовое обогащение; 5 – отношение ТЭС хромшпинелидов МкВ/град / размер зерен хромшпинелидов, мм

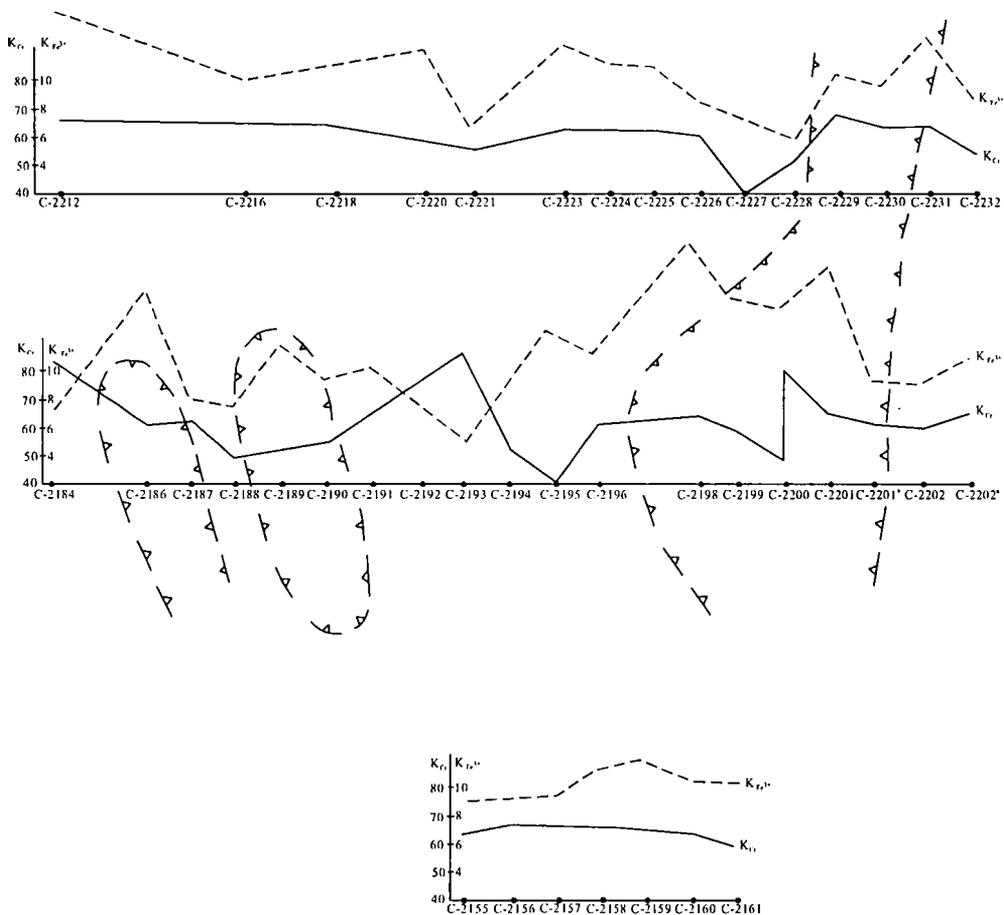


Рис. 3. Шиликтинский поисковый участок. Графики коэффициентов K_{Fe}^{III} и K_{Cr} по поисковым профилям

$$K_{Fe}^{III} = \frac{Fe_2O_3 \times 100}{Al_2O_3 + Cr_2O_3 + Fe_2O_3} ,$$

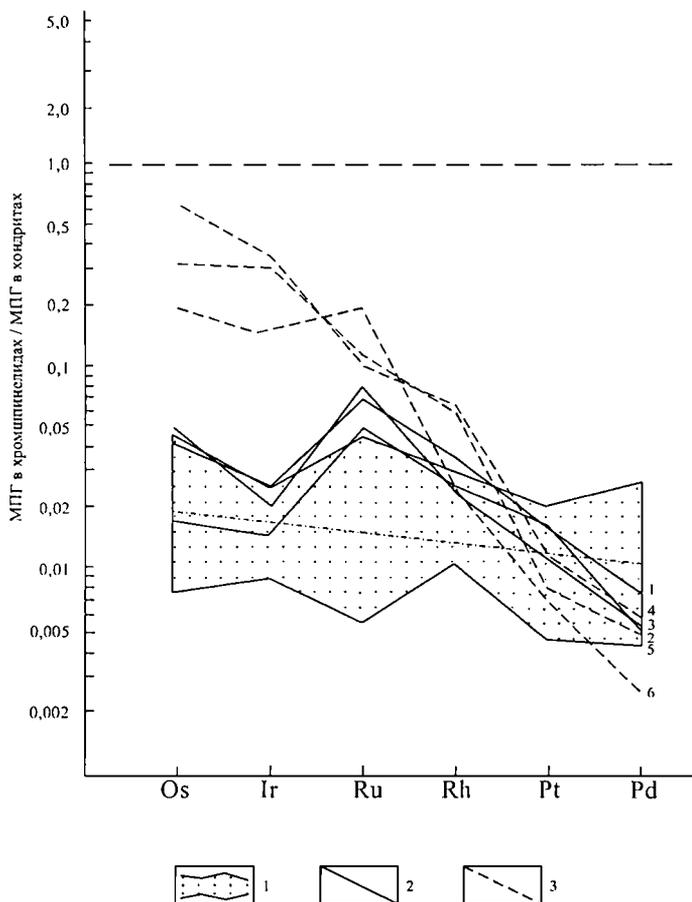
$$K_{Cr} = \frac{Cr_2O_3 \times 100}{Al_2O_3 + Cr_2O_3} ,$$

где Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 – мас. % окислов в хромшпинелидах по данным РСМ. Оконтурыны зоны нарушенного Cr – Al – Fe равновесия в хромшпинелидах

роксеносодержащих и беспироксеновых дунитов с пироксеновыми дунитами, в отдельных скважинах сопровождаемых и гарцбургитами (скв. 2188, 2188А, 2190). В восточной части этой дунитовой полосы среди беспироксеновых дунитов находится зона густовкрапленных хромитовых руд, вскрываемая скв. 2190а, - рудопроявление «Савельевское» («Горка») Центральная часть профиля (скв. 2191 – скв. 2196) сложена полосчатыми пироксеновыми дунитами с отдельными

Рис. 4. Нормализованные по хондриту C_2 распределения платиновых металлов в аксессуарных хромшпинелидах гипербазитов ряда дунит–гарцбургит и рудообразующих хромшпинелидах Шиликтинского поискового участка, сопоставленные с рудообразующими хромшпинелидами Главного рудного поля.

1 – поле нормализованных распределений платиноидов в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов, пироксеновых дунитов и гарцбургитов; 2 – то же рудообразующих хромшпинелидов рудопроявлений Солнечное (1), Сентябрьское (2), Савельевское (3); 3 – то же Алмаз-Жемчужина (4), Восход (5), Зап. Залежь (6)



полосами пироксеносодержащих дунитов и гарцбургитов. Менее мощная восточная дунитовая полоса (скв. 2198-2201) сложена беспироксеновыми дунитами монотонными с повышенной вкрапленностью и маломощными шликрами высокоглиноземистого хромшпинелида. По периферии этой дунитовой полосы отмечаются полосы и жилы ортопироксенитов. Важно отметить, что в скв. 2193 и скв. 2200 наряду с обычными аксессуарными хромшпинелидами впервые выявлены и высокохромистые малоглиноземистые хромшпинелиды, аналогичные таковым в дунитах Главного рудного поля.

Графики K_{Cr} и K_{Fe} на западе и востоке Центрального профиля фиксируют зоны нарушенного Cr-Al-Fe равновесия в аксессуарных хромшпинелидах, которые совпадают с зонами распространения хромшпинелидов с пониженными значениями ТЭДС и ореолами распространения крупных зерен хромшпинелидов. Все эти аномальные участки в первом приближении совпадают с контурами западной и восточной дунитовых полос (рис. 1-3).

Распределение платиноидов в хромшпинелидах из дунитов, пироксеновых дунитов и гарцбургитов Центрального профиля фиксирует субхондритовый тип распределения и полностью согласуется с химсоставом хромшпинелидов (см. рис. 4). Тип распределения платиновых металлов в рудообразующих хромшпинелидах рудопроявления «Савельевское» идентичен типу распределения в рудообразующих хромшпинелидах рудопроявлений «Сентябрьское» и «Солнечное», что позволяет уверенно увязывать эти рудопроявления в единую Шиликтинскую рудоносную зону (рис. 5), перспективную на высокоглиноземистое хромитовое оруденение.

Северный опорный профиль поискового бурения

Протяженность профиля около 8 км. Основные элементы вскрываемого разреза аналогичны Центральному профилю, однако степень дифференциации его к северу уменьшается. На западе профиля выделяется дунитовая полоса (скв. 2212 – скв. 2215), которая является логичным продолжением к северу рудоносных дунитов Шиликтинской зоны (см. рис. 1, 5). Она сложена беспироксеновыми дунитами с акцессорными хромшпинелидами повышенной крупности. Центральная часть профиля (скв. 2216 – скв. 2222) сложена монотонными полосчатыми гарцбургитами нормальными и малопироксеновыми, переслаивающимися с пироксеновыми дунитами, играющими сугубо подчиненную роль. Восточная дунитовая полоса в Северном профиле представлена в скв. 2224 – 2225 переслаиванием пироксеновых дунитов и малопироксеновых гарцбургитов с единичными участками беспироксеновых дунитов. Восточнее ее выделена зона проявления аномальных хромшпинелидов – высокохромистых и малоглиноземистых, аналогичных таковым в Главном рудном поле (см. рис. 5).

Пики графика доли окисного железа в сумме трехвалентных окислов фиксируют западную дунитовую полосу и полосу аномальных хромшпинелидов. График хром/алюминиевого отношения также фиксирует восточную полосу проявления аномальных хромшпинелидов (см. рис. 3). Поля распространения крупных акцессорных хромшпинелидов и хромшпинелидов с пониженными значениями ТЭДС (см. рис. 2) контурируют те же основные элементы строения разреза Северного профиля.

Распределение платиновых металлов в акцессорных хромшпинелидах дунитов, пироксеновых дунитов и гарцбургитов Северного профиля не противоречит субхондритовому типу (см. рис. 4).

ВЫВОДЫ

1. Анализ всех полученных данных по Шиликтинскому поисковому участку показывает, что сочетание всех благоприятных минералого-петрографических, геохимических и минералого-физических признаков и характеристик имеется в западной и восточной частях участка. В западной части это позволяет выде-

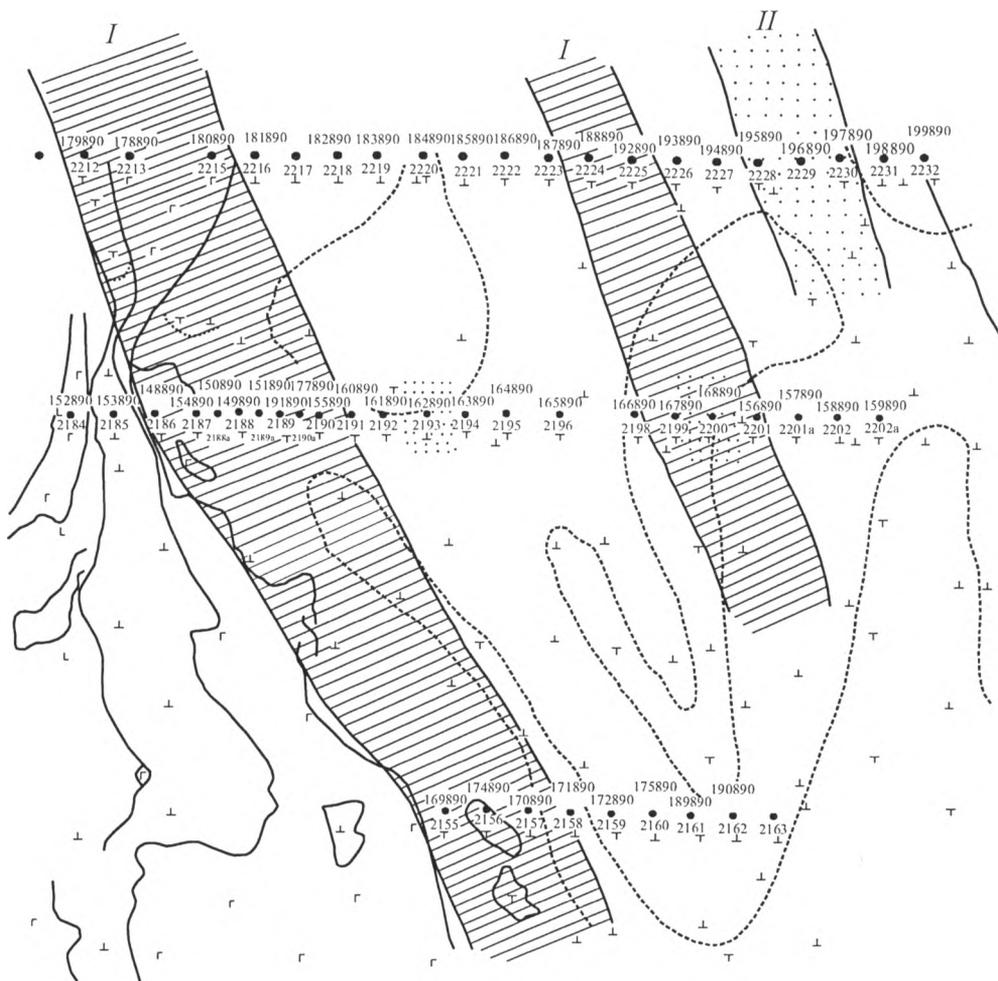


Рис. 5. Выделяемые на Шиликтинском поисковом участке на основе комплекса минералого-геохимических и минералого-физических критериев зоны и проявления, перспективные на обнаружение хромитового оруденения:

I – Шиликтинская рудоносная зона, перспективная на высокоглиноземистые хромитовые руды (Западная); II – участки появления «аномальных» аксессуарных хромшпинелидов, аналогичных аксессуарным хромшпинелидам Главного рудного поля

лить и увязать Шиликтинскую рудоносную зону, перспективную на высокоглиноземистые хромитовые руды, которая трассируется к северу и, по-видимому, сливается там с Куагашской. К югу перспективы ее более проблематичны.

2. Однотипный характер распределения платиноидов в аксессуарных хромшпинелидах гарцбургитов, пироксеновых дунитов и рудообразующих хромшпи-

нелидах высокоглиноземистых хромитовых руд участка свидетельствует о происхождении всей серии гипербазитов и комплементарных хромитовых руд в результате единого процесса метаморфической дифференциации слабодеплетированного мантийного рестита.

3. Выявление участков проявления акцессорных хромшпинелидов повышенной хромистости и пониженной глиноземистости с нормальной и повышенной степенью окисления железа (то есть вполне сопоставимых с акцессорными хромшпинелидами Главного рудного поля) в пределах Шиликтинского поискового участка свидетельствует о возможности проявления сильнодеплетированных ассоциаций к востоку и югу от опоискованной площади.

СОДЕРЖАНИЕ

Ю.А. Волченко, К.К. Золоев, В. А. Коротеев, И.А. Малахов, А.Н. Мардиросьян Платина Урала. Платиновометальное оруденение и перспективы его освоения.....	3
И.И. Неустроева, Ю.А. Волченко, О.А. Березикова, Ю.П.Любимцева К метрологической аттестации методик определения платиновых металлов.....	33
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.И. Неустроева, В.А. Вилисов Новые платиноворудные зоны горы Соловьевой (Нижнетагильский массив) – строение, состав, происхождение.....	38
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.И. Неустроева Платиновые металлы и золото в углеродсодержащих черносланцевых толщах Урала..	48
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, В.Г. Гмыра, С.И. Нестерова Минералого-геохимическое черты хромит-платиновых руд месторождения Госшахта (Нижне-Тагильский массив).....	53
Ю.А. Волченко, Е.И. Сорока, В.А. Коротеев, И.И. Неустроева Малдинский тип золото-платино-палладиевых руд (западный склон Урала): состав, условия нахождения, способность к россыпеобразованию.....	61
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, С.И. Нестерова, И.И. Неустроева Новые платино-палладиевые проявления дайкового пояса на западном склоне Среднего Урала.....	65
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.И. Неустроева, Л.К. Воронина, С.И. Нестерова Металлогения платиновых металлов в цикле развития подвижных структурных систем (на примере Урала): осмиеносные, платиноносные, палладиеносные пояса.....	75
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.И. Чайковский, С.Б. Суслов Платинометальные проявления горнозаводского района (западный склон Среднего Урала).....	105
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.И. Неустроева Распределение и формы нахождения платиновых металлов в хромитоносных разрезах мафит-ультрамафитовых комплексов Урала.....	108
Ю.А. Волченко, К.С. Иванов, В.А. Коротеев, Т. Оже Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений Уральского типа (часть I)	114
Ю.А. Волченко, К.С. Иванов, В.А. Коротеев, Т. Оже Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений Уральского типа (часть II)	146

Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, С.И. Нестерова Сравнительная характеристика платиноносности ферриклинопироксенитовых комплексов Уральского подвижного пояса.....	190
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.И. Неустроева Тектоника и платиноносность стратиформных хромитоносных комплексов Урала (на примере Сарановского пояса массивов).....	205
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, С.И. Нестерова Полизональность и дискретность мафит-ультрамафитовых комплексов Уральского подвижного пояса.....	208
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, Л.К. Воронина, С.И. Нестерова Новые парагенезисы платино-палладиевых минералов и амальгамоидов в ультрамафитах Кытлымского и Нижне-Тагильского массивов (Средний Урал).....	213
К.С. Иванов, Ю.А. Волченко О некоторых дискуссионных вопросах изучения геологии Платиноносного пояса Урала.....	224
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.И. Неустроева Платиноносность ультрамафитов и хромовых руд альпинотипных массивов Главного офиолитового пояса Урала.....	271
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, М.И. Райкова Жильные породы Гусевогорского мафит-ультрамафитового комплекса и их генетическое значение.....	301
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, К.С. Иванов Новые данные по геологическому строению и рудоносности Качканарского габбро-ферроклинопироксенитового комплекса Урала.....	314
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, К.С. Иванов Геохимические и структурные критерии концентрированного ЭПГ оруденения в дунитах Платиноносного пояса Урала, и их роль в формировании платинометалльного оруденения Уральского типа.....	317
Научные и производственные отчеты	
Ю.А. Волченко, Н.Г. Наумова, И.И. Неустроева, М.И. Андреев, В.А. Вилисов Окончательный отчет о результатах специализированных работ по теме: «Прогнозная оценка платиноносности и комплексности Южно-Сарановского хромитового месторождения».....	322
Ю.А. Волченко Информационный отчет «О результатах специализированных работ по теме: «Прогнозная оценка платиноносности Кемпирсайского рудного поля» за 1985-1986 гг.».....	377
Ю.А. Волченко Информационный отчет о результатах специализированных работ по теме: «Использование комплекса минералого-геохимических и минералого-физических методов для целей корреляции разреза гипербазитов и оценки степени рудонасыщенности на примере Северной и Средней части Кемпирсайского массива».....	391

Научное издание

Юрий Алексеевич Волченко
ПЛАТИНА УРАЛА
Избранные труды
Том 2

Рекомендовано к изданию
ученым советом Уральского отделения
Российского минералогического общества и НИСО УрО РАН

Верстка **Г.Ю. Шардакова, А.В. Алексеева**

ISBN 978-5-7691-2267-5



НИСО УрО РАН № 38(11). Подписано в печать 28.10.2011.
Формат 70×100 1/16. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 32,6. Уч.-изд. л. 34,8. Тираж 300 экз. Заказ № 194.

Оригинал-макет подготовлен в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Типография «Уральский центр академического обслуживания»
620990, Екатеринбург, ул. Первомайская, 91