

**ГЕОЛОГИЯ
И ГЕНЕЗИС
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПЛАТИНОВЫХ
МЕТАЛЛОВ**

·Наука·

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК

Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

Научный совет по проблемам рудообразования и металлогении

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ

Сборник научных трудов

Ответственные редакторы:

академик *Н.П. Лаверов*,

доктор геолого-минералогических наук *В.В. Дистлер*



МОСКВА НАУКА

1994



5328

ББК 33.11
УДК 553.491

Геология и генезис месторождений платиновых металлов. – М.: Наука, 1994. – 301 с. – ISBN 5-02-002386-8

Материалы книги охватывают широкий круг вопросов геологии и генезиса главных типов месторождений платиновых металлов на примере практически всех основных регионов России. Особое внимание уделено закономерностям концентрирования платиновых элементов в ассоциации с базит-гипербазитовыми магматическими комплексами, а также с различными осадочно-метаморфическими и экзогенными образованиями. Описаны формы нахождения платиновых металлов и некоторые результаты экспериментального исследования платинорудообразующих систем. Уделено внимание перспективам выявления новых для России типов платинометалльного оруденения и новых регионов, содержащих месторождения этих экономически высокоценных компонентов.

Рецензенты:

Д.В. Рундквист, Э.Г. Дистанов

Geology and genesis of PGE deposits.

The book comprises a wide range of questions concerning geology and genesis of major PGE deposit types in all main districts of Russia. Particular attention is paid to rules governing PGE concentration in magmatic mafic-ultramafic, sedimentary-metamorphic and exogenous complexes. Different types of PGM mineralization and some experimental results of PGE-forming system investigations also described. The potentials for discovering of new for Russia types of platinum mineralization and new regions bearing these valuable ore deposits are considered.

Г $\frac{1804060100-092}{042(02)-94}$ 270-94 I полугодие

ББК 33.11

ISBN 5-02-002386-8

©Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, 1994

© Научный совет по проблемам рудообразования и металлогении, 1994

© Российская академия наук, 1994

ПРЕДИСЛОВИЕ

Конъюнктура мирового производства платиновых металлов из первичного рудного сырья практически полностью определяется двумя странами — ЮАР и Россией, примерно с равной долей каждой страны в общем объеме выпуска металлов. Вместе с тем, по имеющимся оценкам подтвержденных запасов, подобное соотношение между этими странами будет выдерживаться лишь на определенном отрезке времени и по прошествии двух десятилетий при прочих неизменных условиях может резко измениться в сторону абсолютного доминирования ЮАР. При этом важно подчеркнуть, что запасы и условия производства платиновых металлов из руд уникального комплекса Бушвельд позволяют практически в любое время произвести наращивание добычи до любых экономически разумных пределов.

Производство платиновых металлов в России, практически полностью сосредоточенное на одном Норильском горно-металлургическом комплексе и базирующееся главным образом на рудах Талнахского рудного района, обладает определенной уязвимостью в связи с его зависимостью от неизбежных изменений качества рудного сырья во времени. Кроме того, несомненно, ряд негативных следствий имеет устоявшаяся в этом производстве практика попутного извлечения платиновых металлов в технологическом цикле основного выпуска никеля и меди.

Все это определило резкое возрастание в последнее десятилетие интереса практической и фундаментальной науки России к проблеме количественного и качественного расширения сырьевой базы отечественной платинопроизводящей отрасли. При этом следует подчеркнуть, что подобная интенсификация исследований продиктована также и общими задачами коренных технологических преобразований российской экономики, в целом ряде случаев невозможных без необходимого и достаточного применения платиновых металлов и изделий из них. А с этой точки зрения Россия, являясь одним из главных производителей платиновых металлов, существенно отстает от технологически развитых стран в сфере непосредственного практического использования благородных металлов.

Первое отечественное совещание "Геология и генезис месторождений платиновых металлов", посвященное проблеме развития сырьевой базы платиновых металлов, организованное Научным советом по проблемам рудообразования и металлогении и Институтом геологии рудных место-

рождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук и состоявшееся в 1992 г. в Москве, выявило приоритеты в развитии научных исследований в этой области, что отражено в статьях, включенных в настоящее издание трудов совещания.

В части работ отражается состояние изученности и подводятся итоги исследований главного источника платиноидов России – Норильских месторождений. Кроме того, многие исследовательские работы направлены на выявление и познание природы нетрадиционных и новых для страны месторождений благородных металлов, а также на оценку потенциала тех регионов, в которых ранее не были известны месторождения платиноидов. Несомненно, одним из главных достижений последнего времени является открытие и обоснование достаточно широкого распространения малосульфидного платинового оруденения в расслоенных магматических комплексах в регионах с различными геодинамическими режимами развития. Промышленные концентрации, установленные в расслоенных комплексах Карело-Кольского, Западно- и Восточно-Сибирского регионов и Сибирской платформы, являются несомненным основанием для оценки этого типа оруденения как одного из реальных промышленных источников в ближайшем будущем.

Среди группы эндогенных платиноносных месторождений существенные перспективы также связываются с метасоматически-измененными углеродсодержащими осадочно-метаморфическими породами. Следует подчеркнуть, что в целом проблема металлоносности углеродсодержащих пород является достаточно новой для рудной геологии, однако, учитывая широкое распространение этих образований во многих регионах и реальные находки многометалльных руд в ряде районов мира, в том числе в России, этот тип месторождений, несмотря на определенные трудности технологии его освоения, можно также рассматривать в числе перспективных в ближайшее время.

Несколько обособленной представляется проблема платиноносности хромититов офиолитовых и других типов гипербазит-базитовых массивов. Реально доказано, что во многих проявлениях хромититов концентрации благородных металлов достигают тех величин, в которых эти же металлы рентабельно извлекаются, например, из сульфидных медно-никелевых месторождений. Однако несомненно, что попутное извлечение этих же содержаний платиноидов из хромититов составит достаточно сложную технологическую проблему, решение которой будет оправданно только в случае достаточности запасов главного компонента руд.

В группе россыпных месторождений, с которых начиналась история платины России, существенная переоценка их роли произошла в связи с открытием новых коренных источников россыпей или регионов с концентрированием россыпной платины из нескольких разнородных коренных источников.

Несомненным достоинством большинства исследований является тщательная разработка проблемы форм концентрирования платиновых металлов в рудах. В этой области имеется ряд принципиально важных открытий, доказывающих разнообразие условий и форм миграции платиноидов в природных процессах рудообразования.

Наряду с этим работа совещания выявила существенную недостаточность отечественного аналитического обеспечения исследований, в значительной степени сдерживающую развитие ряда направлений, в том числе фундаментальную разработку проблем геохимии платиновых металлов во всем многообразии природных процессов их концентрирования. А доказательство действительного многообразия обстановок концентрирования платиноидов, в том числе и в промышленных количествах, является одним из важнейших итогов работ отечественных исследователей, представивших свои материалы на совещании.

Н.П. Лаверов, В.В. Дистлер

ПРИНЯТЫЕ УСЛОВНЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Amf – амфибол

An – анортит

Aw – аварунит

Chrt – хромшпинелиды

Cr – халькопирит

Cpx – клинопироксен

Cr – хром

Cub – кубанит

Di – диопсид

En – энстатит

Fa – фаялит

For – форстерит

Fs – ферросилит

Gd – годлевскит

Hd – геденбергит

Hz – хизлевудит

Mh – мойхукит

Mt – магнетит

Ol – оливин

Opx – ортопироксен

Pl – плагиоклаз

Pn – пентландит

Py – пирротин

Put – пугоранит

Q – кварц

Sil – силлиманит

Sp – шпинель

Ten – теннит

Tn – талнахит

Tr – троилит

Wo – волластонит

МПМ – минералы платиновых металлов

ЭПГ – элементы платиновой группы

В.В. Дистлер

ПЛАТИНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НОРИЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Открытие платиноносности Норильских месторождений принадлежит профессору Н.К. Высоцкому [1], определившему в 20-х годах нашего столетия во вкрапленных рудах интрузива Норильск-I концентрации платины и палладия, соизмеримые с их количествами в Рифе Меренского интрузивного комплекса Бушвельд. Сопоставление величин содержаний в обоих объектах послужило основой для заключения Н.К. Высоцкого о том, что Норильск-I является прежде всего месторождением платиновых металлов. Однако последующая практическая история месторождения сложилась таким образом, что его освоение происходило как медно-никелевого объекта, а платиновые металлы производились главным образом как попутные компоненты. В связи с этим изучение платиновой минерализации месторождения осуществлялось в основном в плане решения практической проблемы извлечения платины и палладия в обогачительно-металлургическом цикле переработки руд. В этот период были установлены некоторые закономерности распределения платины и палладия в рудах, а также диагностированы несколько наиболее распространенных минералов этих металлов.

Принципиально новым и важным этапом в познании платиновой минерализации Норильского района явились работы по изучению платиноносности Талнахского рудного поля, начатые сразу после открытия в середине 60-х годов этих уникальных месторождений. Сам факт концентрирования в едином, относительно малом объеме геологического пространства гигантских масс мантийного сульфидного вещества, сопоставимых по количеству руд с любыми известными к настоящему времени крупнейшими мировыми сульфидными никелевыми месторождениями (например, Садбери), а также весьма крупных количеств платиновых металлов, сопоставимых с запасами крупнейших собственно платиновых, бедных сульфидами месторождений (например, Риф Меренского, Бушвельд), предоставил уникальный материал не только для разработки проблемы формирования платиновой минерализации Норильских месторождений, но и для исследования общих закономерностей концентрирования платиноидов в процессах магматического рудогенеза. Тем более что исследованиями последних лет в норильских интрузивах обнаружен новый для этого региона тип платиновой минерализации, генетически идентичной оруденению Рифа Меренского или Джон-Мелвил Рифа в комплексе Стиллуотер. Результаты этих исследований, выполненные под руководством автора, положены в основу настоящей

статьи. Ее предметом является рассмотрение характеристики платиноносности руд Норильских месторождений, что представляет собой лишь часть общих результатов исследований условий концентрирования платиновых металлов в рудно-магматической системе норильской трапповой провинции.

Типы сульфидного оруденения, концентрирующего платиновые металлы в Норильских месторождениях

Промышленное оруденение Норильских месторождений сосредоточено в расслоенных интрузивах лентовидной формы большой протяженности (до первых десятков километров), но малой мощности (не более 200 м), входящих в состав вулкано-интрузивной магматической ассоциации. Ассоциация включает несколько типов расслоенных гипербазит-базитовых интрузивов различной сульфидоносности и комагматичную им дифференцированную серию лав, составляющую нижнюю часть разреза платформенных вулканитов северо-западной части Сибирской платформы [9]. Для всех месторождений Норильского района характерна принципиально единая система размещения сульфидного оруденения относительно рудоносных расслоенных интрузивов, представляющих собой главный элемент геологической структуры рудных полей. Наибольшее разнообразие типов сульфидных руд свойственно месторождениям Талнахского рудного поля.

Схема размещения оруденения в Талнахском рудном поле, представленная на рис. 1, объединяет основные типы платиноносных сульфидных руд, локализующихся как в расслоенном интрузиве, так и в осадочно-метаморфических и реже вулканогенных породах его верхнего и нижнего экзоконтактов. К таким типам руд принадлежат вкрапленная сульфидная минерализация в ультрабазитах расслоенной серии и такситовых габбро-долеритах нижней габбровой серии; массивные сульфидные руды главным образом в осадочно-метаморфических породах, подстилающих расслоенный интрузив, реже в породах кровли массивов или в виде жильных тел, секущих интрузив; прожилково-вкрапленные руды в осадочно-метаморфических или интрузивных породах в экзоконтакте тел массивных сульфидных руд. Специфическим типом оруденения является горизонт хромитоносного такситового габбро в верхней габбровой серии, содержащий весьма бедную сульфидную вкрапленность, но аномально обогащенный платиновыми металлами.

Вкрапленные руды в расслоенных интрузивах. С рудами этого типа связаны основные экономические ресурсы цветных и благородных металлов Талнахского рудного поля, и он абсолютно доминирует в месторождении Норильск-1 и других расслоенных массивах района. В интрузивных массивах вкрапленные руды слагают единые, практически непрерывные рудные тела пластообразной формы, повторяющие все особенности морфологии массивов и имеющие максимальную мощность до 40 м, а иногда и более.

Для вкрапленных руд характерна выдержанность содержаний рудных

Расслоенная серия интрузива и вмещающие породы	Геологическая колонка	Интрузивные породы	Сульфидные руды
Вулканиогенные и осадочно-метаморфические породы			Прожилково-вкрапленные руды, жильные тела массивных сульфидов
Верхняя габбровая расслоенная серия		Контактные габбро-долериты, анортозиты, лейкократовые анортозитовые габбро	
		Хромитсодержащие такситовые габбро	Редкая сульфидная вкрапленность.
		Призматически-зернистые габбро-диориты и диориты	
Главная расслоенная серия		Кварцсодержащие безоливиновые габбро-долериты	
		Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты	
		Оливиновые габбро-долериты	
		Пикритовые габбро-долериты, плагиооливиниты, перлиты, троктолиты	Вкрапленные руды с оvoidными и интерстициальными агрегатами сульфидов
		Плагиохромиты	
Нижняя габбровая расслоенная серия		Такситовые оливиновые габбро-долериты	Вкрапленные руды с ксеноморфными и прожилковыми сульфидными агрегатами
		Безоливиновые габбро-долериты, контактовые долериты	
Осадочно-метаморфические породы			Однородные и зональные рудные тела массивных сульфидов
			Прожилково-вкрапленные руды

Рис. 1. Схема размещения и типы оруденения в месторождениях Талнахского рудного узла (составлена с соблюдением примерной пропорциональности мощностей горизонтов)

Таблица 1

Содержание компонентов в платино-медно-никелевых рудах Талнахского рудного поля

Инtruзив, типы руд	Ni	Cu	Co	S	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Os	Au	Ag
Талнахский инtruзив												
вкрапленные	0,50	0,92	0,026	3,73	0,65	2,50	0,03	0,03	0,28	0,02	0,17	0,15
массивные пирротиновые	4,74	3,57	0,142	31,31	2,35	9,98	0,52	0,20	0,20	0,28	0,26	9,04
прожилково-вкрапленные	0,79	2,38	0,020	9,28	1,88	6,83	0,04	0,02	0,29	0,08	0,49	6,97
Октябрьский инtruзив												
вкрапленные	0,45	1,40	0,025	5,41	0,98	3,34	0,02	0,01	0,14	0,03	0,24	5,98
массивные пирротиновые	3,01	5,59	0,124	29,04	2,32	10,58	0,12	0,03	0,12	0,04	0,45	8,01
массивные кубанитовые	2,99	12,64	0,108	29,82	4,90	20,88	0,07	0,03	0,11	0,03	1,51	38,02
массивные моихукитовые	2,36	21,14	0,068	29,29	10,01	41,46	0,023	0,02	0,09	0,05	5,02	83,0
прожилково-вкрапленные	1,11	5,05	0,040	13,51	2,64	9,17	0,05	0,02	0,11	0,02	0,72	13,3
Центральный инtruзив												
вкрапленные	0,54	0,95	0,026	3,09	1,47	4,13	0,07	0,02	0,12	0,04	0,24	3,48
массивные пирротиновые	4,05	4,41	0,153	30,0	3,50	13,40	1,24	0,16	0,26	0,12	0,50	7,52
массивные кубанитовые	4,20	9,20	0,080	28,3	3,40	23,10	0,50	0,08	0,14	0,08	2,12	42,6
массивные талнахитовые	4,48	21,8	0,060	30,2	24,2	101,8		0,09	0,12	0,06	5,50	96,2
прожилково-вкрапленные	0,65	3,21	0,022	5,73	2,40	7,54	0,06	0,03	0,30	0,03	0,50	9,44

Примечание. Ni, Cu, Co, S – в мас.%, остальные элементы – в г/т.

компонентов с суммой концентраций меди и никеля 1,5 мас.% при их соотношении 2:1 и суммарном содержании серы 2,0–3,5 мас.% (табл. 1).

Важнейшей особенностью вкрапленных сульфидных руд в полнодифференцированных интрузивах является их фазовая и скрытая расслоенность. Расслоенность оруденения выражена: 1) в изменении в разных породах количественных соотношений главных рудообразующих минералов группы пирротина (моноклинного, гексагонального, троилита), халькопирита, талнахита и кубанита; 2) в согласованных изменениях химического состава сосуществующих минералов группы пирротина (содержание никеля в твердом растворе и соотношение суммы металлов и серы), пентландита (соотношение железа и никеля, распределение кобальта), талнахита и халькопирита (содержание никеля в твердом растворе, соотношение железа и меди, соотношение суммы металлов и серы); 3) в распределении равновесных концентраций никеля и кобальта в сосуществующих сульфидах и силикатах [5].

Наиболее распространенная ассоциация сульфидов во вкрапленных рудах – парагенезис гексагонального пирротина, тетрагонального халькопирита и пентландита нормальной железистости. Однако весьма нередкой ассоциацией для ультрабазитов расслоенной серии является парагенезис с преобладанием троилита и кубанита или троилита и талнахита, сосуществующих с высокожелезистым пентландитом.

Массивные руды – это экономически наиболее важный тип рудного сырья Талнахского рудного поля, но они крайне ограниченно развиты в других месторождениях Норильского района. В Талнахском рудном поле общая площадь распространения массивных руд хотя и существенно меньшая, но тем не менее сопоставима с площадью развития расслоенных интрузивов и приуроченных к ним горизонтов вкрапленного оруденения. По протяженности отдельные тела массивных сульфидных руд достигают 1,5 км при ширине в несколько сот метров. Изменчивость мощности тел значительна, нередко она составляет десятки метров.

Большинство рудных тел массивных сульфидов локализуется в осадочно-метаморфических породах и не имеет непосредственных контактов с интрузивными массивами. Между рудным телом и интрузивом размещается прослой мощностью от десятков сантиметров до 5–7 м. Форма контактов рудных тел и некоторые особенности их внутреннего строения в существенной степени зависят от литологических и физико-механических свойств вмещающих пород. В строении рудных тел в осадочно-метаморфических породах отчетливо проявлены признаки их формирования в результате как выполнения свободного пространства, так и замещения вмещающих пород.

В более редких случаях тела массивных сульфидов размещаются среди пород расслоенного интрузива, в которых они слагают типичные жильные тела выполнения свободного пространства либо в контракционных трещинах, либо в тектонических структурах, образованных после кристаллизации интрузива.

Для понимания закономерностей распределения платиновых металлов в массивных рудах следует обратить особое внимание на их состав и минеральную зональность. Из всех известных в мире медно-никелевых место-

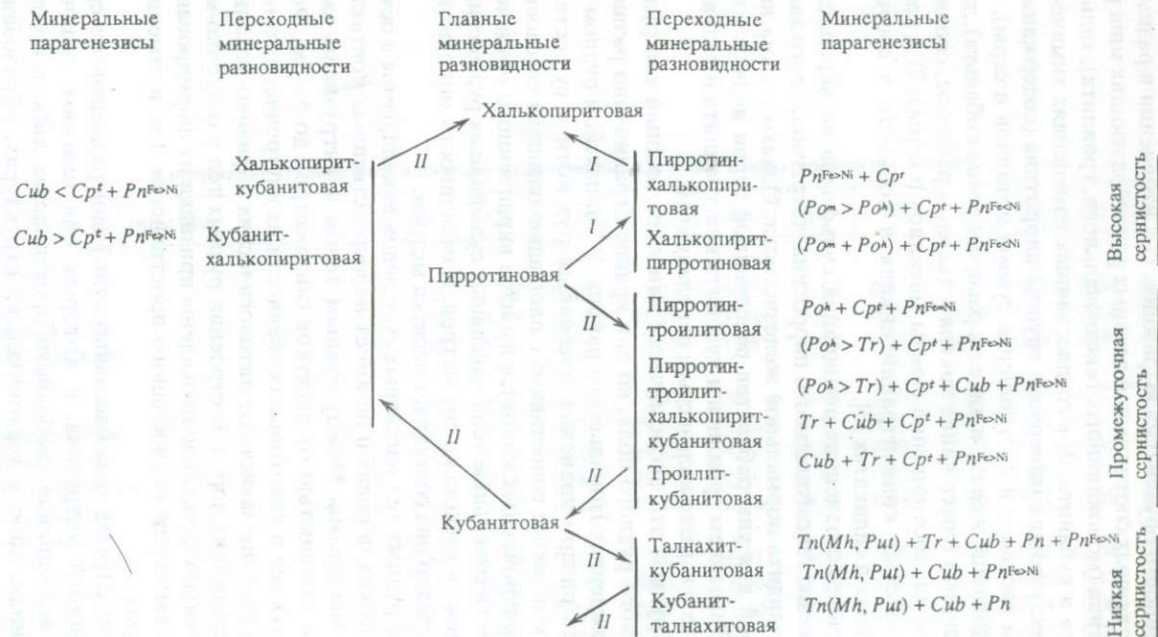


Рис. 2. Минеральные ассоциации и главные парагенезисы сульфидных руд

Стрелки – последовательность формирования парагенезисов в I и II типах зональности; в наименование ассоциаций не включен пентландит, поскольку он присутствует всегда и в относительно постоянных количествах

рождений только в Талнахском рудном поле установлен в единых рудных телах полный ряд фазовых соотношений, охватываемых системой Cu-Fe-Ni-S, с хорошо выраженным обособлением в различных частях рудного тела богатых медью (беспирротиновых) или железом (пирротинном) руд. В этих же рудных телах хорошо проявлены тенденции смены высокосернистых низкосернистыми ассоциациями сульфидов и четкие закономерности эволюции распределения компонентов между минералами переменного состава.

По особенностям проявления минеральной зональности рудные тела массивных сульфидов подразделены на однородные тела относительно простого внутреннего строения, без ярко выраженной смены минеральных парагенезисов, но с хорошо развитой скрытой расслоенностью, и тела с яркой минеральной зональностью и скрытой расслоенностью.

Обобщенные представления об эволюции парагенезисов в рудных телах различного внутреннего строения дает принципиальная схема на рис. 2.

Большинство рудных тел Талнахского рудного поля имеют не зональное строение. Они во всем объеме сложены одной минеральной разновидностью, представленной пирротиновыми рудами с устойчивым минеральным составом и соотношением рудных компонентов (см. табл. 1). В таких рудных телах отношение $Cu/Ni = 0,8$, т.е. почти в 2 раза ниже, чем во вкрапленных рудах в расслоенных интрузивах. Устойчивость соотношений компонентов определяется постоянством минерального состава: пирротин (гексагональный и моноклинный) – 60–65%, тетрагональный халькопирит – 15–20, пентландит – 10–15, магнетит – 5%. Определенным проявлением зональности этих рудных тел (тип зональности I на рис. 2) может быть лишь относительное увеличение в их приконтактных частях доли тетрагонального халькопирита (максимум до 30–40%) со сменой гексагонального пирротина, более характерного для центральной части рудного тела, моноклинным или сростаниями гексагонального и моноклинного пирротина. Вместе с тем всегда хорошо выражена их скрытая расслоенность, проявленная в увеличении концентрации никеля в сосуществующих пирротине и пентландите и формировании в приконтактной зоне более богатого медью высокосернистого парагенезиса рудообразующих сульфидов.

Рудные тела зонального строения характеризуются весьма сложным изменением минерального состава. В таких телах присутствуют несколько минеральных разновидностей, из которых главными, названными по наиболее распространенному сульфиду, являются пирротиновые, кубанитовые и талнахитовые (моихукитовые) руды (тип зональности II на рис. 2). Детально вид такой зональности показан на плане рудного тела в западной части Октябрьского месторождения (рис. 3, а). В центре зонального участка расположены моихукитовые руды (моихукит, талнахит, путаранит – 55–60%, кубанит – 10–15, пентландит – 20–25, редко троилит – до 5, магнетит – 5%), которые окаймлены несколькими разновидностями весьма изменчивых по составу, но всегда богатых кубанитом руд (кубанит – 30–50%, моихукит – 20–40, троилит – 5–20, халькопирит – 10–40, пентландит – 15–20, магнетит – 5%). Во внешней части зонального

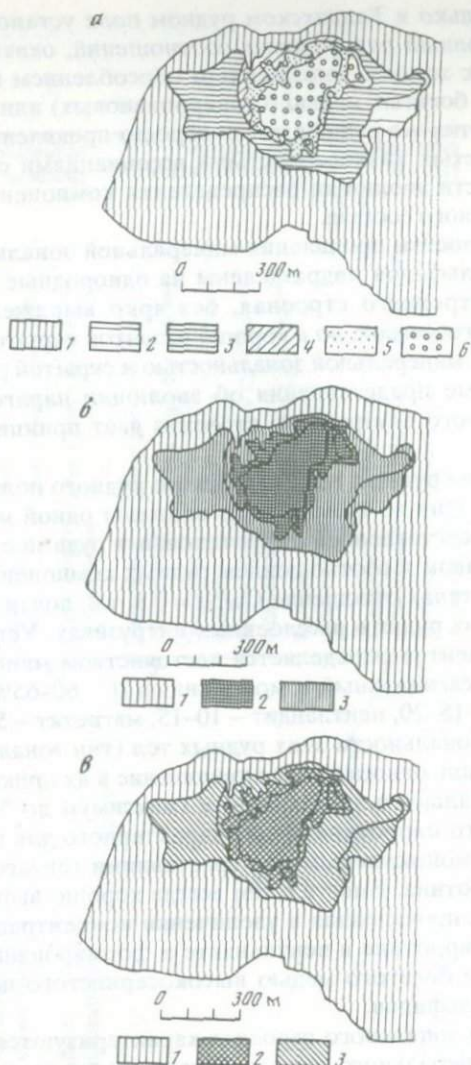


Рис. 3. Минеральная геохимическая зональность массивных руд Октябрьского месторождения

a – план распределения минеральных типов массивных руд в кровле рудного тела: 1–6 – минеральные типы (1 – пирротиновые и пирротин-халькопиритовые, 2 – кубанит-троилит-пирротин-халькопиритовые, 3 – халькопирит-кубанитовые, 4 – троилит-кубанит-халькопиритовые, 5 – кубанит-моихукитовые, 6 – моихукитовые); *б* – распределение меди в рудах: 1 – руды с наименьшими содержаниями, 2 – руды с максимальными содержаниями, 3 – руды с промежуточными концентрациями; *в* – распределение и формы концентрирования ЭПГ: 1 – руды с наименьшими содержаниями платины и палладия, но богатые родием, иридием, рутением и осмием; главные формы нахождения – твердые растворы всех ЭПГ в рудообразующих сульфидах за исключением платины, минералы которой встречаются в рудах постоянно; минералы палладия редки; 2 – руды с максимальными содержаниями палладия и платины, но бедные рутением и осмием и особенно родием и иридием; главные формы нахождения палладия и платины – многочисленные собственные минералы, твердые растворы ЭПГ в сульфидах имеют крайне низкое значение; 3 – руды с промежуточными концентрациями ЭПГ и развитием обеих форм их нахождения

рудного тела исчезают бедные серой минералы группы халькопирита и устойчив только тетрагональный халькопирит, появляется пирротин, вначале гексагональный в сростаниях с троилитом, а затем и без троилита. Типичными разновидностями для этой части разреза являются халькопирит-кубанитовая, кубанит-халькопирит-пирротиновая. Основная часть рудного тела сложена пирротиновыми рудами с неравномерными вариациями количественных соотношений пирротина и халькопирита.

Общие закономерности изменения составов сосуществующих сульфидов для рудного тела (см. рис. 3) приведены в табл. 2.

Распределение компонентов (см. табл. 1) в рудах зональной залежи характеризуется резким увеличением концентрации меди и практически постоянным содержанием никеля, в результате чего отношение $Ni/Cu = 0,23-0,45$ – в кубанитовых, 0,11 – в моихукитовых и 0,20 – в талнахитовых рудах. Уменьшение содержания никеля в пентландите кубанитовых и моихукитовых руд по сравнению с пирротиновыми рудами (см. табл. 2) компенсируется увеличением количества этой фазы. Кроме того, появляется никель в твердом растворе в талнахите и моихуките.

Протяженность зон, сложенных каждой минеральной разновидностью руд, бывает весьма значительной, до сотен метров, так что каждая из них может обрабатываться как самостоятельный технологический сорт руды.

Прожилково-вкрапленные руды слагают внешний ореол сульфидной минерализации в породах, вмещающих тела массивных сульфидов, независимо от того, являются ли эти породы осадочно-метаморфическими или интрузивными. Тектурные типы оруденения целиком зависят от текстуры вмещающих пород, и руды могут быть тонкополосчатыми в слоистых осадках либо равномерно тонковкрапленными в массивных роговиках и интрузивных породах. Особым типом являются брекчиевидные руды, распространенные в породах кровли западного фланга Октябрьского интрузива. Обломки в этих рудах представлены осадочно-метаморфическими и интрузивными породами, тонко импрегнированными сульфидами, а цементирующая масса чаще всего образована массивными сульфидами.

Прожилково-вкрапленные руды сопровождают практически все тела массивных сульфидов. Нередко они полностью заполняют пространство между телами массивных сульфидов, создавая многокилометровую зону непрерывного сульфидного оруденения.

Следует подчеркнуть следующие главные особенности состава прожилково-вкрапленных руд. По минеральному составу эти руды соответствуют тем типам массивных сульфидов, генетическим продолжением которого они являются. Так, среди прожилково-вкрапленных руд встречаются пирротиновые, халькопиритовые и талнахитовые разновидности. Вместе с тем, несмотря на унаследованный характер минерализации, в этих рудах всегда отмечается повышение относительной доли сульфидов меди и Ni/Cu отношение $> 0,2$ (см. табл. 2). И наконец, существенной особенностью руд является чрезвычайное разнообразие их минерального состава, обусловленное проявлением относительно низкотемпературного этапа рудоотложения.

В большинстве рудных тел с прожилково-вкрапленным оруденением

Таблица 2

Ассоциации и состав главных рудообразующих сульфидов (в мас. %) в зональных рудных телах Октябрьского месторождения (рентгеновский микроанализ)

Минеральная ассоциация	Минерал	Ni	Fe	Co	Cu	S	Сумма
Пентландит-халькопирит-гексагональный пирротин	Пирротин	0,60	59,4			37,80	97,9
	Пентландит	35,5	29,7	1,7		33,3	99,9
Пентландит-троилит-гексагональный пирротин-халькопирит-кубанит	Пирротин	0,08	61,2			38,6	99,6
	Троилит		62,4			36,50	98,90
Пентландит-троилит-кубанит	Пентландит	32,0	33,6	1,2		33,0	100,4
	Троилит	63:50				36,60	100,10
	Пентландит	28,5	38,1	1,0	0,02	33,2	100,82
Пентландит-кубанит-талнахит	Талнахит	0,75	29,10		37,15	33,31	100,31
	Пентландит	28,8	37,2	0,40	0,50	32,4	99,3
Пентландит-кубанит-моихукит	Моихукит	0,26	31,88		35,91	32,44	100,49
	Пентландит	25,0	40,7	0,90	0,10	32,5	99,2
	Борнит		11,7		63,2	26,1	101,0
Пентландит-хизлевудит-борнит	Пентландит	44,6	24,1	0,47		31,5	99,7
	То же	41,6	25,1	0,30		32,2	99,2
Пентландит-годлевскит-борнит	Годлевскит	62,75	3,94	1,69	0,13	33,15	101,67
	Пирротин	0,70	59,5			38,6	98,80
Пентландит-халькопирит-гексагональный пирротин	Пентландит	36,0	28,7	2,1		33,1	99,9
	Пирротин	0,46	59,10			38,9	98,40
	Пентландит	37,3	28,2	1,9		33,2	100,6

наблюдается минеральная зональность типа I (см. рис. 2). Это обычные пирротиновые руды с высокосернистым пирротинном и богатым никелем пентландитом, которые сменяются существенно халькопиритовыми рудами с высоконикелистым (до 46% Ni) пентландитом, который может сосуществовать с борнитом и миллеритом. Во внешней части зональных рудных тел могут формироваться руды с развитием ассоциации пирита с миллеритом.

Прожилково-вкрапленные руды являются единственным типом оруденения, в котором широко проявлен этап гидротермального метамор-

физма первичных сульфидов с образованием ассоциации минералов смешанно-слоистой структуры типа валлериита-точилинита и ряда им подобных фаз, сосуществующих с бруситом, серпентином и магнетитом.

Все сульфидные руды содержат концентрации платиновых металлов, однако их распределение в существенной степени зависит от эволюции минерального состава руд каждого типа.

Распределение платиновых металлов в сульфидных рудах

Экономическая ценность рудного сырья Талнахского рудного поля, а для некоторых типов руд основная доля их стоимости приходится на платиновые металлы.

Рассматривая общую характеристику платиновой минерализации талнахских руд, следует подчеркнуть, что основные процессы концентрирования элементов платиновой группы (ЭПГ) практически всегда связаны с отложением сульфидов. Однако степень фракционирования ЭПГ, а также степень концентрирования каждого из этих элементов зависят только от особенностей формирования руд каждого типа, что отражается в последовательности кристаллизации слагающих их минеральных ассоциаций и эволюции общего химического состава руд.

5328
Различное фракционирование платиновых металлов проявляется главным образом в отношении накопления палладия и платины по сравнению с редкими ЭПГ – родием, иридием, рутением и осмием. В связи с этим величина отношения $K_F = (Pt + Rd)/(Rh + Ir + Ru + Os)$ достаточно отражает степень фракционирования ЭПГ (рис. 4).

Вкрапленные руды характеризуются наименьшими концентрациями ЭПГ (см. табл. 1) по сравнению с рудами других типов. Распределение всех ЭПГ достаточно равномерное, что показывают относительно небольшие вариации содержаний металлов, лежащие в пределах (в г/т): Pt – 0,6–1,0, Pd – 3,0–4,0, Rh – 0,14–0,20, Ru – 0,01–0,03, Ir – 0,02–0,04. Отмечается несколько большая обогащенность платиной и палладием руд в такситовых габбро-долеритах, чем в ультрабазитах.

Вариации содержаний ЭПГ во вкрапленных рудах зависят от изменения концентрации сульфидов (содержания серы). Коэффициент корреляции содержаний серы и палладия, родия, рутения, иридия, осмия практически равен единице, и лишь для платины иногда отмечается относительный разброс концентраций при одном и том же содержании серы.

Относительная обогащенность сульфидного вещества этих руд элементами платиновой группы ($\Sigma \text{ЭПГ} \cdot 10^6/S$) одна из наиболее высоких среди типов сульфидных руд и для разных интрузивных тел достигает значений 0,85–1,90. Наиболее важно, что только в рудах этого типа одновременно достигается высокая степень обогащения как палладием и платиной, так и всеми редкими ЭПГ. Величина K_F составляет 7,6–22,4 и является одной из наиболее низких для всего рудного поля. Отношение Pt/Pd составляет 0,25–0,35.

Массивные руды характеризуются достаточно сложными зависимос-

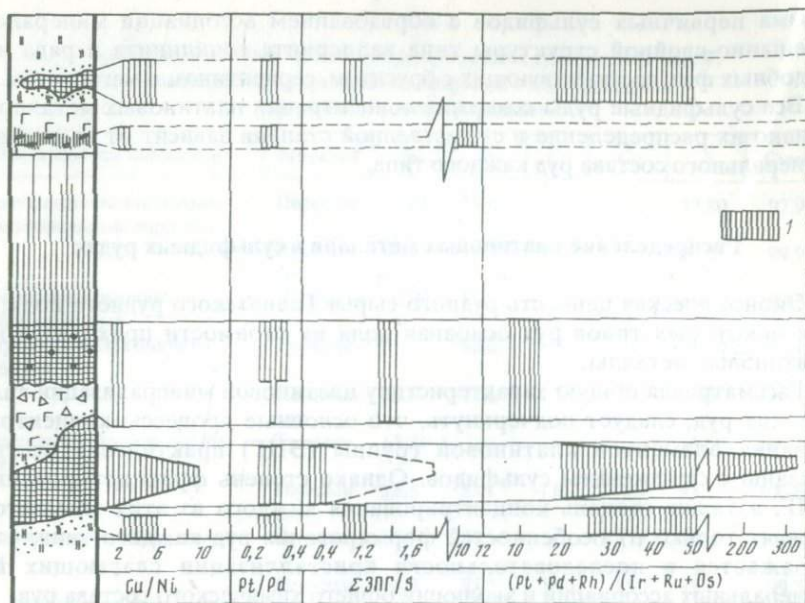


Рис. 4. Графическая характеристика платиноносности сульфидных медно-никелевых руд Талнахского рудного узла

1 – пределы изменчивости каждого параметра распределения ЭПГ; остальные условные обозначения см. на рис. 1

тиями распределения платиновых металлов, которые весьма индивидуальны в незональных и зональных рудных телах.

В незональных телах, сложенных главным образом одной минеральной разновидностью руд – пирротиновыми рудами, распределение ЭПГ достаточно однородно. Колебания содержаний лежат в пределах (в г/т): Pt – 1,5–2,0, Pd – 7,0–9,0, Rh – 0,6–1,2 (до 2,2), Ru – 0,2–0,3, Ir – 0,06–0,10 (до 0,2), Os – 0,03–0,05. Отмечается обогащение палладием и платиной приконтактных частей рудных тел, пропорциональное их обогащенности медью. В целом обогащение массивных руд палладием и платиной при увеличении содержаний в них меди является достаточно универсальной зависимостью для всех разновидностей массивных руд. Однако в пирротиновых рудах прямая зависимость содержаний суммы палладия и платины от количества меди начинает проявляться лишь после достижения в рудах определенной пороговой величины концентрации меди, равной ~ 3,5–4,0 мас.% (в расчете на 100% сульфидов). Ниже этой величины вариации содержаний палладия и платины несогласованы и корреляционная зависимость содержаний платины, палладия и меди отсутствует.

Пирротиновые руды обладают наименьшими среди массивных руд значениями K_F , поскольку эти руды характеризуются относительно низкими концентрациями палладия и платины, но содержат максимальные количества родия, иридия, рутения и осмия, причем количество родия

нередко сопоставимо с содержанием платины. Обращает на себя внимание тот факт, что в сульфидном веществе массивных пирротиновых руд $\Sigma \text{ЭПГ} \cdot 10^6/S = 0,4$, т.е. почти в 3 раза ниже, чем во вкрапленных рудах, хотя отношение Pt/Pd в обоих типах руд сохраняется постоянным (0,23–0,25).

Наибольшая изменчивость концентраций ЭПГ наблюдается в зональных рудных телах (см. табл. 1) и соответствует последовательной смене пирротиновых руд пирротин-халькопиритовыми и халькопиритовыми (тип зональности I) или пирротиновых руд кубанитовыми, а затем талнахитовыми или моихукитовыми рудами (тип зональности II) (см. рис. 3).

Более контрастное по сравнению с пирротиновыми рудами фракционирование ЭПГ происходит в талнахитовых (моихукитовых) рудах. В талнахитовых рудах наблюдается резкое возрастание содержаний палладия и платины и не менее резкое снижение концентраций иридия и родия, а также осмия и рутения (но в меньшей степени). В связи с таким фракционированием ЭПГ талнахитовые руды характеризуются максимальными значениями K_F , достигающими 285–470 для различных зональных тел массивных сульфидов. Значение $\Sigma \text{ЭПГ} \cdot 10^6/S$, составляющее для этих руд 1,8–4,2, наиболее высокое среди массивных руд всех типов и превышает таковое для вкрапленных руд в расчлененных интрузивах.

Абсолютные величины содержаний платины и палладия в массивных рудах достигают соответственно 10–25 и 40–100 г/т и более, а в отдельных пробах содержание их суммы может составлять 1000 г/т. Отношение Pt/Pd, как и в рудах всех типов, сохраняется относительно постоянным (0,24–0,30).

Вместе с тем, констатируя, что богатые медью талнахитовые (моихукитовые) руды всегда наиболее обогащены палладием и платиной, мы тем не менее должны подчеркнуть, что в рудах этого типа корреляция между содержаниями платины, палладия и меди не столь совершенна (рис. 5). В объеме рудных тел, сложенных богатыми медью рудами, оба металла в большей степени обогащают их верхние эндоконтакты.

Кубанитовые руды обладают промежуточными значениями всех рассматриваемых количественных параметров распределения ЭПГ. Из них обратим внимание лишь на два. Отношение $\Sigma \text{ЭПГ} \cdot 10^6/S$ не достигает значений, свойственных вкрапленным рудам, хотя кубанитовые руды по валовым концентрациям ЭПГ являются одним из наиболее богатых типов оруденения. Другой параметр – отношение Pt/Pd, как и во всех других рудах, остается постоянным и составляет 0,23–0,24.

Большинство рудных тел прожилково-вкрапленных руд ассоциируют с пирротиновыми разновидностями массивных руд и в связи с этим в известной степени наследуют от них закономерности фракционирования ЭПГ. В прожилково-вкрапленных рудах отмечается увеличение содержаний ЭПГ, пропорциональное их обогащенности медью, так что при более низком общем количестве сульфидов валовое содержание суммы ЭПГ не ниже, а нередко выше, чем в массивных пирротиновых рудах, по величине $\Sigma \text{ЭПГ} \cdot 10^6/S$, равной 0,9–1,9, количество ЭПГ в 100%

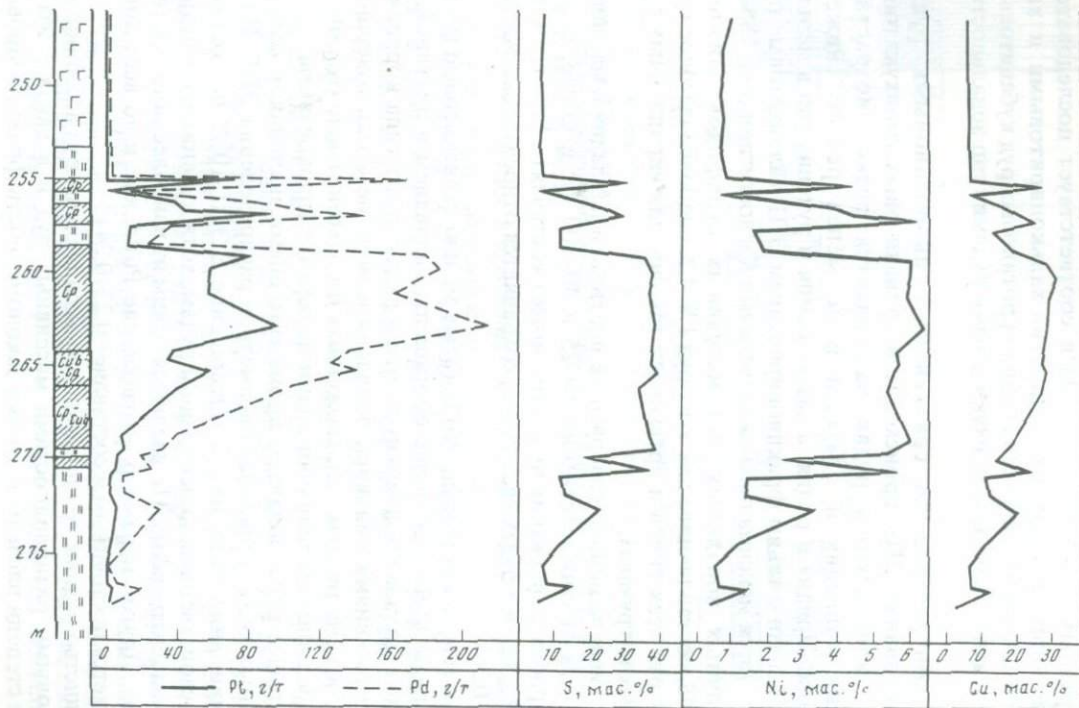


Рис. 5. Распределение палладия, платины, серы, никеля и меди в разрезе зональной залежи массивных руд
 Минеральные типы массивных сульфидных руд (заштриховано): *Sr* – халькопиритовые, *Cu-Sr* – кубанит-халькопиритовые, *Sr-Cu* – халькопирит-кубанитовые; остальные условные обозначения см. на рис. 1

сульфидного вещества почти в 2 раза более высокое. Хорошо проявлена тенденция снижения в этих рудах относительной доли родия, иридия, рутения и осмия, хотя, судя по величине $K_F = 20-60$, падение концентраций редких ЭПГ выражено не столь резко, как в богатых медью массивных рудах.

Сопоставление общих закономерностей распределения ЭПГ в рудах различных типов и минеральных разновидностях обнаруживает, что наиболее существенны различия в накоплении благородных металлов во вкрапленных и во всех рудах остальных типов. Главное различие заключается в том, что в 100% сульфидного вещества в рудных горизонтах расслоенных интрузий (сульфидная жидкость сульфидно-силикатной магмы) достигается наиболее высокое концентрирование одновременно всех платиновых металлов, т.е. руды этого типа являются наименее фракционированными. Кроме того, сульфидное вещество во вкрапленных рудах обладает максимальной концентрацией Σ ЭПГ, существенно большей, чем их валовое количество в сульфидном веществе массивных руд, рассчитанное с учетом реальных объемов каждой минеральной разновидности массивных руд. Это означает, что сульфидные жидкости, формирующие вкрапленное оруденение и оруденение тел массивных сульфидов, отличались исходной насыщенностью платиновых металлов. Это находится в согласии с геолого-генетической моделью формирования руд Норильских месторождений, описывающей независимое и последовательное внедрение сульфидсодержащих интрузивов и самостоятельных сульфидных расплавов, являющихся продуктами глубинной дифференциации богатых сульфидами мантийных сульфидно-силикатных магм.

Наиболее отчетливо тенденции фракционирования ЭПГ проявлены в процессах дифференциации сульфидных жидкостей, определяющих формирование минеральных разновидностей массивных руд. Как отмечалось, выделяется генеральная тенденция фракционирования ЭПГ между последовательно кристаллизующимися жидкостями эволюционирующего сульфидного расплава. В разновидностях, образованных главным образом путем кристаллизации моносльфидного твердого расплава (пирротиновые руды), достигается максимальное концентрирование родия, иридия, осмия и рутения, а платина и палладий присутствуют в минимальных для массивных руд относительных концентрациях. Платина и палладий максимально обогащают руды, сложенные сульфидными ассоциациями, образованными из богатого медью промежуточного твердого раствора (талнахитовые, моихукитовые руды). Вместе с тем анализ всей совокупности данных по распределению концентраций ЭПГ в массивных рудах выявляет несколько характерных областей составов, в которых корреляция между содержаниями благородных металлов и меди не столь велика, а в ряде случаев может и отсутствовать (рис. 6).

Прежде всего такой области составов отвечают пирротиновые руды с содержанием меди ниже или около 3,5 мас.%. В этой области существует достаточно большой разброс концентраций суммы палладия и платины при одинаковом количестве цветного металла. По-видимому, эта область соответствует пределу растворимости меди в моносльфидных твердых растворах, а также полной растворимости в них обоих платиновых метал-

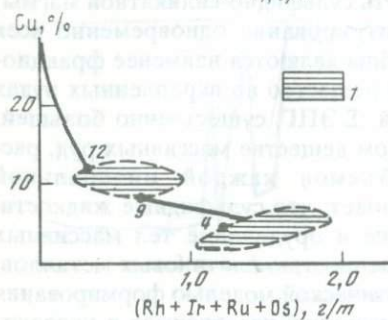
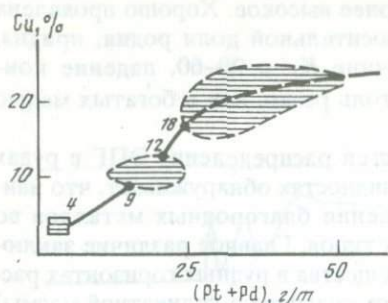


Рис. 6. Корреляционная диаграмма изменения содержаний ЭПГ в рудах с различными содержаниями меди

1 — области содержаний металлов, в которых корреляции содержаний нарушены по сравнению с генеральной тенденцией; цифры на графиках — границы таких областей по содержаниям меди

лов. Для редких ЭПГ в этой области (до составов не более 4,5 мас.% Cu) также отмечается отсутствие либо слабая, но положительная зависимость изменения их суммарной концентрации от возрастания содержания меди. Судя по данным анализа парагенезисов, такой вид зависимости наблюдается в тех пирротиновых рудах, условия кристаллизации которых соответствуют наибольшей фугитивности серы (стабильная ассоциация с высокосернистыми пирротинами), обеспечивающей более высокую раство-

римность в моносulfидных твердых растворах как меди, так и редких платиновых металлов.

Второй областью составов руд с аномальным распределением палладия и платины являются наиболее богатые медью руды. Разброс концентраций ЭПГ может достигать 1,5–3 раза и более. Подобное распределение является следствием того, что хотя концентрирование обоих платиновых металлов и осуществляется совместно с богатой медью сульфидной жидкостью, однако отложение металлов регулируется автономными механизмами, отличающимися от механизмов кристаллизации промежуточных твердых растворов и прежде всего тем, что палладий и платина крайне ограниченно растворяются в промежуточных твердых растворах.

Наконец, заслуживает внимания область составов, соответствующих собственно кубанитовым рудам, т.е. тем составам, в которых кубанит является абсолютно преобладающим рудным минералом (40–50 об.%). В рудах этого минерального типа наблюдаются нарушение корреляционных соотношений меди как с палладием и платиной, так и с редкими платиноидами, а также закономерности распределения ЭПГ, свойственные как пирротиновым, так и таллахитовым рудам. Подобное распределение, по-видимому, обусловлено природой кубанитовых руд как продукта реакции между высокосернистыми моносulfидными твердыми растворами и бедной серой высокомедистой остаточной жидкостью, что находит отражение в эволюции парагенезисов и в текстурных соотношениях главных рудообразующих сульфидов [7].

Формирование состояний ЭПГ в сульфидных рудах и их распределение между разновидностями различного минерального состава, несомненно, связаны с миграцией ЭПГ в процессах дифференциации сульфидной жидкости. С другой стороны, не менее очевидно и другое положение, констатирующее, что формирование тех или иных состояний ЭПГ и условия их стабильности являются важнейшими факторами, определяющими поведение металлов в тех же процессах дифференциации.

Существование подобных зависимостей определяет присутствие ЭПГ в рудах Норильских месторождений в двух основных типах состояний – в твердых растворах в главных рудообразующих сульфидах и в виде собственных минеральных фаз ЭПГ. При этом состояния обоих типов имеют одинаково важное значение в общем балансе ЭПГ в рудах, хотя распределение каждого из шести металлов по этим состояниям неодинаково, так же как неодинакова роль каждого из состояний в рудах с различным минеральным составом.

Распределение и условия формирования различных состояний ЭПГ наиболее детально изучены в массивных сульфидных рудах. Наибольшей, практически полной растворимостью в рудообразующих сульфидах массивных руд обладают редкие ЭПГ – родий, иридий, рутений и осмий. При любых содержаниях каждого из этих металлов в рудах отсутствуют их собственные минералы. В связи с этим для анализа количественной оценки растворимости редких ЭПГ использованы данные химического анализа более 200 мономинеральных проб пирротина, пентландита и халькопирита, чистотой не ниже 97–99%. Эти данные сопоставлены с результатами экспериментального изучения распределения металлов между сульфидами, кристаллизующимися из сульфидных расплавов.

Основными концентраторами родия являются пирротин и пентландит. Содержания родия в пирротине из различных рудных тел находятся в пределах 0,2–1,6 г/т, в пентландите 0,4–1,8 г/т (табл. 3). Для большинства проб установлено примерно равное фракционирование родия между обоими минералами. Вместе с тем отмечают и такие виды распределений, в которых родий обогащает пентландит со значениями коэффициента распределения около 0,5. Весьма важно, что подобные же распределения получены при экспериментальном изучении растворимости родия в железо-никелевых сульфидах, кристаллизующихся из сульфидных расплавов [7]. Представляются важными данные по распределению родия в пирротинах различного состава. Общая закономерность выражена в том, что высокосернистые пирротины всегда более богаты родием по сравнению с низкосернистыми, а троилит всегда содержит минимальные его количества. Следствием подобной зависимости растворимости родия в пирротинах переменного состава являются наблюдаемые закономерности распределения родия в рудных телах. Так, возрастание содержания родия в приконтактных частях рудных тел происходит согласованно с изменением относительной доли высокосер-

Таблица 3

Содержание родия в сульфидных массивных рудах
(химический анализ мономинеральных проб)

Рудник, тип руды	Минерал	Содержание, г/т
Комсомольский, пирротиновые	Пирротин	1,6
То же	Пентландит	1,6
"	Пирротин	0,2
"	Пентландит	0,4
"	Пирротин	1,6
"	Пентландит	1,8
Октябрьский, пирротиновые	Пирротин	0,70
То же	Пентландит	0,56
"	Пирротин	0,11
"	Пентландит	0,24
"	Пирротин	0,68
"	Пентландит	0,63
"	Пирротин	1,40
"	"	0,65
Октябрьский, талнахит-кубанитовые	Пентландит	0,13
То же	"	0,12
Октябрьский, халькопиритовые	"	0,13

Таблица 4

Содержание рутения и осмия (в г/т) в рудообразующих сульфидных массивных пирротиновых рудах (химический анализ мономинеральных проб)

Рудник	Минерал	Ru	Os	Рудник	Минерал	Ru	Os
Комсомольский	Пирротин	0,98	0,15	Октябрьский	Пирротин	0,55	0,08
"	"	0,13	0,06		"	Пентландит	0,11
"	Халькопирит	0,09	0,03	"	Пирротин	0,16	0,03
"	Пентландит	0,32	0,05	"	Халькопирит	0,08	0,03
"	Пирротин	0,38	0,17	"	Пирротин	0,14	0,07
"	Халькопирит	0,21	0,06	"	Халькопирит	0,09	0,02
"	Пирротин	0,40	0,17	"	Пентландит	0,06	0,02
"	"	0,36	0,07	"	"	0,06	0,02
"	Халькопирит	0,17	0,06	Маяк	Пирротин	0,34	0,23
"	Пирротин	0,45	0,12	"	Халькопирит	0,43	0,08
"	Халькопирит	0,16	0,05	"	Пирротин	0,40	0,25
"	Пентландит	0,32	0,05	"	Халькопирит	0,06	0,05
Октябрьский	Пирротин	0,08	0,02	"	Пирротин	0,16	0,08
"	Халькопирит	0,17	0,02	"	"	0,70	0,18
"	"	"	"	"	Халькопирит	0,25	0,05

нистого моноклинного пирротина по сравнению с его менее сернистыми разновидностями, более распространенными в центре или нижней части рудных тел. Резкое убывание концентраций родия в богатых медью типах массивных руд обусловлено сменой высокосернистых пирротинов троилитом, а затем и полным исчезновением из зональности минералов группы пирротина. При этом отметим, что в богатых медью рудах удалось определить присутствие родия в нескольких мономинеральных пробах моихукита и талнахита в количествах, не превышающих 0,15 г/т. В тетрагональном халькопирите родий не обнаружен.

Распределение иридия в рудообразующих сульфидах практически идеально повторяет закономерности, установленные для родия. Колебания концентраций иридия в пирротине находятся в пределах 0,05–0,25 г/т (рудник Комсомольский – 0,16; 0,20; 0,24; 0,25; 0,08 г/т; рудник Октябрьский – 0,05; 0,13; 0,07; 0,05; 0,06 г/т), а в пентландите – 0,05–0,25 г/т, причем устанавливаются два значения коэффициента распределения – 0,5 и –1. Исчезновение пирротина в кубанитовых и талнахитовых рудах, а также смена пирротина троилитом являются тем главным фактором, который определяет резкое снижение концентраций иридия в богатых медью рудах, поскольку минералы группы халькопирита практически лишены иридия.

Распределение рутения и осмия между пирротинином, пентландитом и халькопиритом представлено в табл. 4. В пирротине содержится 0,13–0,45 г/т рутения и 0,06–0,25 г/т осмия, в пентландите – 0,06–0,32 г/т рутения и 0,02–0,05 г/т осмия, в халькопирите – 0,06–0,43 г/т рутения и 0,03–0,08 г/т осмия. Частичная растворимость обоих металлов в халькопирите и других минералах этой группы обуславливает не столь резкое убывание их концентраций в моихукитовых и талнахитовых рудах по сравнению с пирротининовыми рудами.

Распределение рутения и осмия между пирротинином и пентландитом обнаруживает тенденцию большего обогащения пирротина. Так, для рутения из разных проб установлены значения коэффициента распределения в пределах 1,5–5, а для осмия они близки к 2,0. Природные данные находятся в удовлетворительном соответствии с экспериментальными результатами [3, 6].

Палладий является единственным элементом среди группы платиновых металлов, который встречается в массивных рудах с равной распространенностью как в твердых растворах в рудообразующих сульфидах, так и в виде собственных, весьма многочисленных минеральных фаз, но с четкой дифференциацией в рудах различного минерального состава. Главным его концентратом является пентландит (табл. 5), однако имеются данные, позволяющие предполагать частичную растворимость палладия в пирротине в количествах не более 0,1 г/т. Максимальные концентрации палладия в пентландите массивных руд достигают 120–150 г/т, причем богатый палладием пентландит ассоциирует, как правило, с высокосернистым пирротинином. В зональных рудных телах эволюция растворимости палладия в пентландите образует два хорошо выраженных тренда. В кубанитовых и

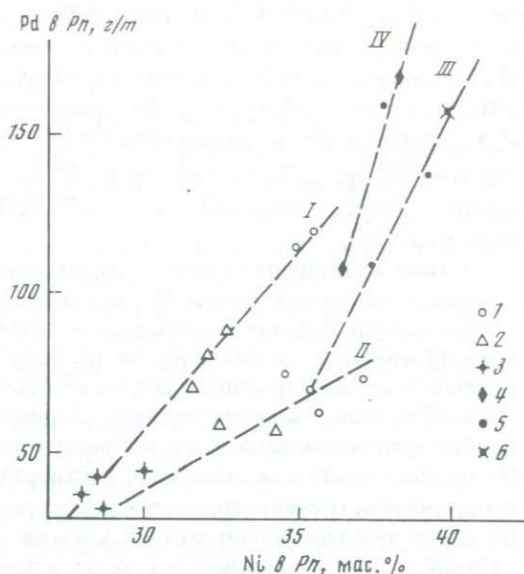
Таблица 5

Содержание палладия (в г/т) в твердом растворе в пентландите
(рентгеновский микроанализ)

Рудник	Минеральный тип руд	Морфологическая разновидность минерала	Pd
Комсомольский	Пирротиновые массивные	Пластинки в пирротине	76
То же	То же	Кайма	60
"	"	Порфиговое зерно	50
"	"	Пластинки в пирротине	66
"	"	Кайма	52
"	"	Пластинки в пирротине	66
"	"	Кайма	56
"	Троилит-кубанитовые массивные	"	30
"	"	Порфиговое зерно	36
"	Халькопиритовые прожилково-вкрапленные	То же	300
"	Вкрапленные в расслоенном интрузиве	Кайма	1200
"	"	"	300
"	"	"	640
Октябрьский	Пирротиновые массивные	"	64
"	"	"	34
То же	То же	"	54
"	"	"	50
"	"	"	70
"	Пирротин-халькопиритовые массивные	"	86
"	То же	"	120
"	"	"	76
"	"	"	76
"	"	"	98
"	"	"	100
"	Талнахит-кубанитовые массивные	Порфиговое зерно	28
"	То же	То же	20
"	"	"	40
"	"	"	50
"	Пирротиновые прожилково-вкрапленные	"	160
"	Халькопиритовые прожилково-вкрапленные	"	170
"	Вкрапленные в расслоенном интрузиве	Кайма	740
"	"	"	390
Маяк	Пирротиновые массивные	Пластинки в пирротине	110
То же	То же	Кайма	123
"	"	Пластинки в пирротине	90
"	"	То же	77
"	Пирротин-кубанитовые массивные	Порфиговое зерно	59
"	Талнахит-кубанитовые массивные	То же	20
"	"	"	32

Рис. 7. Изменение содержания палладия в пентландитах различного состава

I-IV – зональные рудные тела массивных руд Талнахского (I) и Октябрьского (II) месторождений и прожилково-вкрапленных руд Октябрьского (III) и Талнахского (IV) месторождений; 1-3 – минеральные типы массивных руд: 1 – пирротиновые, 2 – пирротин-кубанитовые, 3 – талнахитовые; 4-6 – минеральные типы прожилково-вкрапленных руд: 4 – пирротиновые, 5 – пирротин-халькопиритовые, 6 – халькопиритовые



талнахитовых рудах (рис. 7, I, II) происходит резкое убывание концентрации палладия в пентландите, сопровождаемое увеличением его железистости. В пирротин-халькопиритовых и затем халькопиритовых рудах (см. рис. 7, III, IV) возрастает содержание палладия в пентландите, приуроченном к наиболее богатым медью рудам. При этом железистость минерала существенно уменьшается. Весьма важно, что оба этих тренда реализуются на фоне резкого возрастания валового содержания палладия в богатых медью рудах обоих типов. Таким образом, растворимость палладия в пентландите в общем случае коррелируется с увеличением содержания никеля в минерале, но не зависит от изменения валового содержания палладия в руде и обусловлена только условиями кристаллизации пентландита и его парагенезисов.

Пропорционально растворимости палладия в пентландите изменяется частота встречаемости его собственных минеральных фаз. Они либо полностью отсутствуют, либо крайне ограниченно распространены в пирротиновых рудах, и 90–100% общих запасов палладия в этих рудах связаны только с твердыми растворами в пентландите. К числу редких палладиевых фаз в этих рудах относятся минералы системы Pt-Pd-Cu-Sn. В рудах с преобладанием тетрагонального халькопирита количество и видовое разнообразие минеральных фаз палладия существенно более высокие. Максимальное количество распространено в талнахитовых и моихукитовых рудах [2, 7, 11]. Минералы платиновых металлов в сульфидных рудах Норильских месторождений: атокит Pd_3Sn , брэггит $(Pt, Pd, Ni)S$, винсенсит $Pd_3(As, Te)$, высокоцит $(Pd, Ni)S$, геверсит $PtSb_2$, звягинцевит Pd_3Pb , изоферроплатина Pt_3Fe , изомертеит $Pd_{11}Sb_2As_2$, инсизваит $PtBi_2$, кабриит Pd_2SnCu , куперит PtS , котульскит $PdTe$, маякит $PdNiAs$, масловит $PtBiTe$, майченерит $PdBiTe$, меренскиит $Pd(Te, Bi)_2$,

мертеит $\text{II} (\text{Pd,Pt})_8(\text{Sb,As})_3$, мончеит PtTe_2 , нигглиит PtSn , палладоарсенит Pd_2As , паларстанид $\text{Pd}_5(\text{As,Sn})_2$, паоловит Pd_2Sn , плюмбопалладинит Pd_3Pb_2 , полярит $\text{Pd}(\text{Bi,Pb})$, рустенбургит Pt_3Sn , садберит PdSb , соболевскит PdBi , сопчеит $\text{Ag}_4\text{Pd}_3\text{Te}_4$, сперрилит PtAs_2 , станнопалладинит $(\text{Pd,Pt})_5\text{Sn}_2\text{Cu}$, стибиопалладинит $\text{Pd}_{5+x}\text{Sb}_{2-x}$, таймырит $(\text{Pd,Pt})_9\text{Sn}_4\text{Cu}_3$, теларгпалит $(\text{Pd,Ag})_{4+x}\text{Te}$, тетраферроплатина PtFe , урванцевит $\text{Pd}(\text{Bi,Pb})_2$, фрудит PdBi_2 , хараелахит $(\text{Cu,Pt,Fe,Pb,Ni})_9\text{S}_8$, холингвортит $(\text{Rh,Pt,Ru,Ir})\text{AsS}$.

Платина в массивных рудах обладает минимальной растворимостью в рудообразующих сульфидах. В настоящее время отсутствуют прямые сколько-нибудь надежные данные, позволяющие количественно оценить долю платины, приходящуюся на твердые растворы. Оценки по ряду косвенных данных предполагают ее количество в твердых растворах не более 10% общих запасов металла. Вероятно, в высокотемпературной области кристаллизации руд в условиях стабильности высокосернистых M_{ss} могла достигаться локальная растворимость платины, поскольку в ряде случаев встречены сростания изоферроплатины и пирротина, имеющие структуру, аналогичную структурам расплава твердых растворов.

Во всех типах массивных руд всегда встречаются минералы платины. Наиболее обычны в пирротиновых рудах сперрилит и изоферроплатина, характерная для Талнахского месторождения, но отсутствующая в рудах Октябрьского месторождения. Количество и видовое разнообразие минералов платины резко возрастают при увеличении ее валовой концентрации в рудах. Принципиально близкие закономерности характеризуют особенности распределения состояний ЭПГ в прожилково-вкрапленных рудах, но определенным своеобразием обладают вкрапленные сульфиды в расслоенных интрузивах. В последних установлена максимальная растворимость ЭПГ в рудообразующих сульфидах. Так, растворимость родия в пирротине достигает в ряде образцов 30, а иридия – 3 г/т. Эти же пирротины обогащены рутением и осмием. Максимальная концентрация палладия в пентландите известна в Октябрьском (740 г/т) и Талнахском (1200 г/т) месторождениях. Имеются данные [8], доказывающие, что во вкрапленных рудах содержание платины в твердом растворе в пирротине может достигать 1 г/т (С. Хриссолиус, доклад на 6 Международном платиновом симпозиуме, Перт, Австралия, 1991 г.). Такие высокие концентрации ЭПГ в сульфидах никогда не наблюдаются в массивных рудах. Вместе с тем следует подчеркнуть, что во вкрапленных рудах отмечается высокая неравномерность распределения ЭПГ в сульфидах, так что даже в одном стандартном аншлифе могут быть встречены зерна сульфидов с высокими и низкими концентрациями ЭПГ.

Во вкрапленных рудах достигается полная растворимость в сульфидах и практически отсутствуют собственные минералы всех ЭПГ за исключением платины. Ее наиболее характерными фазами являются сперрилит и куперит.

Малосульфидное платиновое оруденение норильских интрузий

Открытие оруденения этого типа в норильских расслоенных интрузивах явилось полной неожиданностью, поскольку весьма трудно было предположить существование какого-либо иного типа концентрирования платиновых металлов в условиях столь высокой насыщенности магматической системы сульфидной жидкостью. Тем не менее оруденение этого типа установлено, и условия его локализации действительно весьма необычны для норильских интрузивов, но, несомненно, имеется много общего с бедными сульфидами горизонтами крупных ритмично-расслоенных плутонов.

Горизонт локализуется в основании Верхней габбровой серии и перекрывается слоем плагиоклазовых кумулатов, образующих анортзитовые габбро (см. рис. 1). Весьма необычен для этой части разреза интрузивов петрографический состав слагающих этот горизонт пород. Это неправильно чередующиеся богатые оливином разновидности, включая плагиоперидотиты, пикриты и троктолиты, а также клинопироксены, анортзиты и нормальное габбро. Постоянно присутствуют хромиты, хромит-плагиоклазовые и хромит-оливиновые обособления, хотя аксессуарная вкрапленность хромшпинели достаточно равномерно распространена во всех породах горизонта. Другая особенность горизонта заключается в постоянном развитии агрегатов минералов, содержащих флюидные компоненты. Миндалевидные и неправильные их обособления состоят из пренита, флогопита, амфиболов, апатита и ряда других минералов с летучими компонентами. Общая такситовая структура горизонта позволяет надежно выделять его среди других пород Верхней габбровой серии, обладающих равномерной зернистостью и не содержащих всех тех разновидностей пород, которые свойственны этому горизонту. По составу и строению рассматриваемый горизонт адекватен критической зоне крупных ритмично-расслоенных плутонов, а своеобразие его строения в норильских интрузивах определяется формированием в массиве весьма малой мощности, обуславливающей достаточно быструю кристаллизацию. Горизонт петрографически неоднородных пород содержит не более 0,2–0,3 мас.% суммы меди и никеля, но обладает концентрацией платиновых металлов, равной, а часто и более высокой по сравнению, например, с пирротиновыми массивными рудами. Отношение $\Sigma \text{ЭПГ} \cdot 10^6 / \text{S}$ достигает 10–12 (см. рис. 4), а валовая концентрация суммы ЭПГ составляет 6–10, а в отдельных сечениях горизонта до 60 г/т. Отношение Pt/Pd соответствует обычным для всего рудного поля значениям (0,25–0,30). Отмечается своеобразие минеральных ассоциаций, содержащих ЭПГ. Ведущей формой нахождения ЭПГ являются их собственные минералы – сульфиды, теллуриды и теллуру-висмутиды, встречающиеся в сростании с пирротином, халькопиритом, пентландитом и хромшпинелью, но чаще образующие выделения вне сульфидных агрегатов в сростании с пренитом, флогопитом, апатитом, амфиболом и рядом других минералов, содержащих летучие компоненты. Установлены твердые растворы ЭПГ в сульфоарсенидах ряда кобальтин-герсдорфит.

Процессы концентрирования платиновых металлов в Норильских месторождениях

При рассмотрении природы платиновой минерализации Норильских месторождений прежде всего требуется ответить на вопрос, в чем причина столь крупного концентрирования в них платиновых металлов. Понимая всю сложность этой проблемы и недостаточность наших знаний в этой области, мы тем не менее считаем, что современная геолого-генетическая концепция магматического рудообразования на северо-западе Сибирской платформы [6, 10] позволяет дать в общих чертах описание группы событий, которые могут обеспечить такую уникальную платиноносность месторождений региона.

Краткое изложение концепции сводится к тому, что геолого-тектонический режим развития магматизма в этом регионе обеспечивает условия многократной дифференциации и расщепления первичного мантийного расплава, близкого по составу к пикриту. В результате этого формируется весьма специфический дифференцированный комплекс лав, включающий вулканиты от ультрамафитовых и субщелочных базальтов до оливиновых толеитов и комплекс в различной степени расслоенных интрузий. Таким образом, обеспечивается концентрирование несмешиваемой сульфидной жидкости из действительно гигантского объема первичной магмы в крайне малый объем расплава, близкий к суммарному объему всех расслоенных интрузивов [10]. Концентрирование ЭПГ рассматривается как следствие длительного контакта несмешиваемой сульфидной жидкости с большими объемами силикатной магмы изменяющегося состава и накопления ЭПГ в сульфидной жидкости вследствие многократного переуравновешивания этих жидкостей и значений коэффициентов распределения ЭПГ между ними. При этом совершенно очевидно, что в сульфидную жидкость коллектируется лишь часть ЭПГ и крупный объем ЭПГ сохраняется во всех других, в том числе и вулканогенных производных этого магматического цикла [4].

В формировании сульфидных руд поведение ЭПГ существенно зависит от особенностей эволюции сульфидной жидкости при изменении температуры и активности всех компонентов, в том числе серы и кислорода. Закономерности поведения платиновых металлов выражаются в разделении палладия, платины и редких ЭПГ между богатой и бедной медью фракциями расплава независимо от других параметров их состояния. Основным фактором, определяющим подобное разделение, являются близкие параметры электронной структуры меди, палладия, платины и серебра, проявляющиеся в присутствии сульфидной серы, что предопределяет идентичность поведения в расплавах субмолекулярных кластеров этих металлов и их миграцию в процессах дифференциации сульфидной жидкости [6].

Вместе с тем образование различных состояний платиновых металлов в рудах зависит в основном от эволюции интенсивных параметров сульфидных систем, таких как температура и фугитивность серы. Давление, как известно, не оказывает существенного влияния на сульфидные равновесия, а металлические компоненты этих систем могут рассмат-

риваться как инертные компоненты, поскольку изменения их активности (соотношения активности) выражаются опосредованно как следствие изменения активности серы. Так, для главных рудообразующих компонентов в ряде случаев может изменяться соотношение активности железа и никеля при образовании пентландита различной железистости, а также железа и меди при кристаллизации кубанита или разножелезистых фаз группы халькопирита.

Базируясь на природных и экспериментальных данных, можно констатировать, что небольшая растворимость платиновых металлов в твердых продуктах кристаллизации сульфидных расплавов достигается в тех из них, которые входят в состав парагенетических ассоциаций, формирующихся при максимальной фугитивности серы. При этом достигается растворимость всех редких ЭПГ, значительной части палладия, но, очевидно, крайне ограничена растворимость платины. Возрастание растворимости платины в определенной мере зависит, по-видимому, и от температуры, поскольку нам известны относительно богатые платиной пирротины, кристаллизующиеся из сульфидной жидкости при образовании расслоенных интрузий.

В эволюции сульфидных расплавов выделяются две главные тенденции изменения их состава в зависимости от вариаций интенсивных параметров. В обобщенном виде это показано на диаграмме фугитивность серы—температура (рис. 8). На диаграмму нанесены линии моновариантных равновесий пирротинов с различным соотношением металл/сера, а также линии составов промежуточных твердых растворов с различными соотношениями металл/сера и медь/железо; заштрихованы области эволюции составов сульфидных расплавов при образовании зональных и незональных тел массивных сульфидных руд. Эти поля построены на основе использования составов реальных сульфидных парагенезисов и последовательности их формирования в рудных телах.

Одна из тенденций изменения составов сульфидных жидкостей (см. рис. 8, поле I) отражает наиболее распространенный в природе, в том числе на Норильских месторождениях, тип эволюции, происходящей при снижении температуры и относительно постоянной или несколько возрастающей фугитивности серы. Формирующиеся при этом сульфидные парагенезисы названы нами высокосернистыми, а последовательность их кристаллизации соответствует описанному выше I типу зональности массивных руд. Как показано на диаграмме, поле I охватывает области, в которых возможна сульфидизация, а следовательно, и растворимость в сульфидной жидкости пяти платиновых металлов, и лишь линия моновариантного равновесия платины и ее сульфида лежит выше по фугитивности серы и не входит в данное поле. Экспериментальные данные показывают, что растворимость всех ЭПГ за исключением платины в железо-никелевых сульфидных расплавах на много порядков превышает реальную концентрацию этих металлов в рудах. Это означает, что если бы рудообразующая система соответствовала составу только железо-никелевого Mss , то в этих условиях всегда бы достигалась полная растворимость пяти ЭПГ. Однако в многокомпонентных расплавах, а тем более в богатых медью, ЭПГ будут распределяться между кристаллизующимся

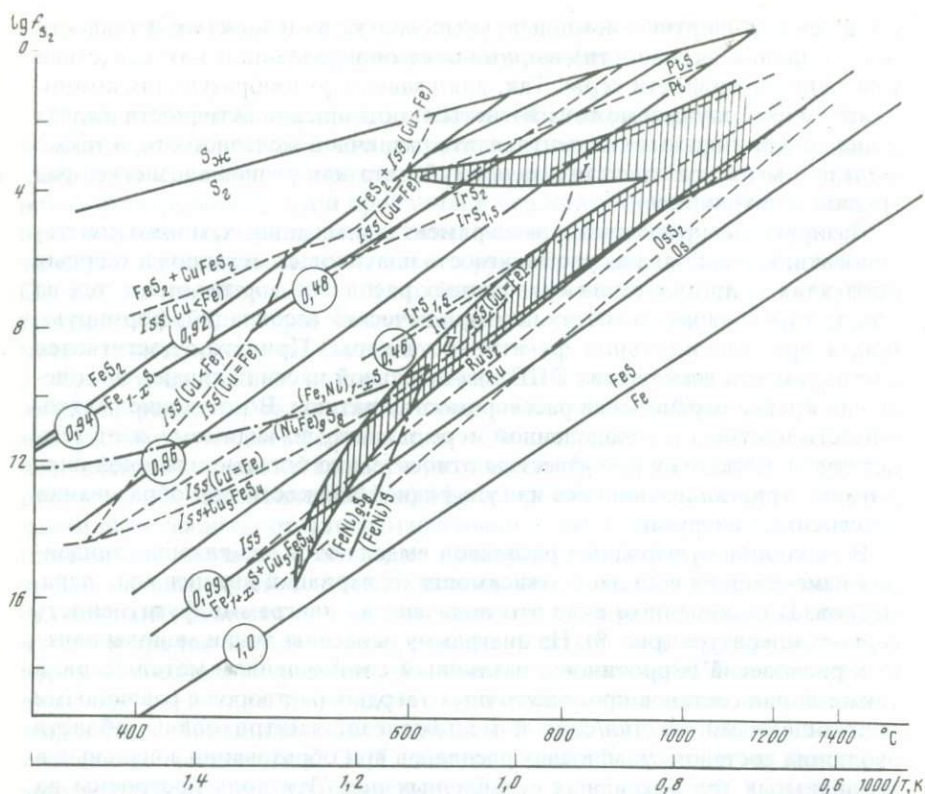


Рис. 8. Диаграмма фугитивность серы–температура для ассоциаций сульфидов, образующих зональность массивных сульфидных руд

Построена с учетом парагенезисов типов зональности I и II, показанных на рис. 2; пояснения в тексте

Mss и остаточной жидкостью и это распределение будет определяться не только условиями растворимости в *Mss*, но и степенью геохимического сродства ЭПГ к компонентам, накапливающимся в жидкой фазе, в соответствии с энергетическими параметрами их электронной структуры. Вместе с тем мы можем констатировать, что в реальных сульфидных системах родий, иридий, рутений, осмий будут полностью растворены в *Mss*, а палладий распределится между *Mss* и богатой никелем и медью остаточной жидкостью. Проблему распределения ЭПГ между пирротинами различного состава и пентландитом переменного состава мы детально обсуждали в работах [3, 6].

Поле II (см. рис. 8) эволюции состава сульфидной жидкости отражает условия кристаллизации зональных рудных тел Норильских месторождений. Формирующиеся при этом низкосернистые парагенезисы сульфидов отражают условия их кристаллизации при одновременном снижении температуры и фугитивности серы. Рассматриваемое поле составов лежит ниже линий моновариантных равновесий всех сульфидов платиновых

металлов за исключением осмия и рутения, для которых достигается ограниченная растворимость в *Iss*. Существенное снижение фугитивности серы определяет падение растворимости палладия в пентландите и отсутствие в нем родия и иридия.

Концепция твердых растворов ЭПГ в сульфидах является весьма продуктивной для обсуждения условий, приводящих к формированию собственных минеральных фаз ЭПГ. Фракционирование ЭПГ в процессах эволюции, дифференциации и последующей кристаллизации сульфидных жидкостей является в конечном счете предысторией для этапа собственно минералообразования ЭПГ. В зависимости от условий растворимости ЭПГ в рудообразующих сульфидах каждый платиновый металл может либо участвовать в последующем минералообразовании, либо будет выделен из сферы минералообразования в составе ранних твердофазовых продуктов. Таким образом, растворимость платиноидов в рудообразующих сульфидах не только предыстория, но и важнейшая первопричина минералообразования с участием этих элементов, тем более что опыт изучения минералогии платиновых металлов показывает, что основная их масса формируется на заключительных этапах рудообразования [7, 11].

В связи с этим кажется важным коснуться одной общей проблемы минералообразования ЭПГ. Относительно более поздний возраст отложения МПМ в сульфидных рудах рядом исследователей платино-медно-никелевых месторождений трактуется как следствие участия особых глубинных флюидов в привносе ЭПГ, что и объясняет основные особенности локализации платино-палладиевых фаз. Разработка подобных представлений имеет определенную историческую предопределенность, поскольку во многих исследованиях платиноносности месторождений МПМ рассматривались как главный или практически единственный тип состояния ЭПГ в рудах. С разработкой представлений и фактическим доказательством важнейшей роли твердых растворов ЭПГ в сульфидах гипотеза о флюидном привносе ЭПГ в области рудоотложения встречается с достаточно труднообъяснимыми противоречиями. Принимая подобный механизм, мы неизбежно должны ту часть платины и палладия, которые формируют собственные минеральные фазы, выделить из числа компонентов сульфидных расплавов и в определенном смысле противопоставить их другой части этих же металлов, а также родию, иридию, рутению и осмию, которые растворяются в рудных сульфидах и, таким образом, являются неперменными компонентами расплавов.

Подобное противопоставление вряд ли может быть сколько-нибудь разумно аргументировано. С другой стороны, если допустить, что все ЭПГ являются компонентами расплава и эволюция форм концентрирования этих металлов предопределена эволюцией сульфидных расплавов, то находят объяснение основные закономерности распределения в рудах не только ЭПГ, но и всех тех компонентов, которые являются лигандами в соединениях палладия и платины. Так, для типов руд Норильских месторождений, образующих минеральную зональность фации высокой фугитивности серы, ведущими соединениями платиновых металлов (главным образом платины) являются сульфиды, наряду с которыми присутствуют арсениды и в меньшем количестве соединения с теллуrom и вис-

мутом. В парагенезисах фации низкой фугитивности серы абсолютно доминируют сплавы и интерметаллические соединения при резко подчиненной роли соединений других типов. Анализ наиболее типичных сростаний МПМ свидетельствует, что отбор лигандов и стехиометрические соотношения компонентов в соединениях носят скорее случайно вероятностный характер, что является отражением случайно вероятностного концентрирования в микрообъемах остаточной жидкости тех компонентов, которые не участвуют в процессе главной кристаллизации сульфидной жидкости. Несомненно, что относительные концентрации и соотношения компонентов-лигандов в таких микрообъемах задаются их валовым количеством в исходных сульфидных жидкостях. Вместе с тем при близких по значениям давления и температуры направление реакций с образованием в различных сростаниях таких типичных ассоциаций, как галенит + алтаит или интерметаллиды платины и палладия со свинцом и теллуrom; касситерит и магнетит или платино-палладий-оловянные фазы, сосуществующие со сплавами системы платина-железо; аргентопентландит или самородное серебро, доказывает, что каждому микрообъему остаточной жидкости свойственны принципиально различные окислительно-восстановительные условия. Случайно вероятностный характер окислительно-восстановительных условий не может быть объяснен привнесением компонентов гипотетическим флюидом, поскольку его высокая подвижность предопределяет неизбежное выравнивание параметров состояния дискретных микрообъемов такой жидкости.

Все это приводит к выводу, что образование ассоциаций МПМ и сосуществующих с ними фаз является отражением процессов формирования субмолекулярных кластеров, заложенных на предкристаллизационной стадии существования исходных сульфидных расплавов. Этот процесс регулируется катионно-анионным взаимодействием в расплавах при данных параметрах температуры и фугитивности серы, что определяет равновесную концентрацию ЭПГ в ранних твердофазовых продуктах и остаточных жидкостях.

Л и т е р а т у р а

1. *Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи. Л.: Изд-во АН СССР, 1933. 240 с.
2. *Генкин А.Д.* Минералы платиновых металлов в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968. 105 с.
3. *Дистлер В.В., Малевский А.Ю., Лапутина И.П.* Распределение платиноидов между пирротином и пентландитом при кристаллизации сульфидных расплавов // *Геохимия*. 1977. № 11. С. 1646-1658.
4. *Дистлер В.В., Никольская Н.Н., Ежкова З.А.* Элементы группы платины в траппах Норильского района // *Геохимия рудных элементов в основных и ультраосновных породах*. М.: Наука, 1976. С. 49-67.
5. *Дистлер В.В., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л.* Стратификация, скрытая расслоенность и условия образования сульфидного оруденения дифференцированных трапповых интрузий // *Условия образования магматических рудных месторождений*. М.: Наука, 1979. С. 211-269.
6. *Петрология сульфидного магматического рудообразования* / В.В. Дистлер, Т.Л. Гроховская, Т.Л. Евстигнеева и др. М.: Наука, 1988. 232 с.
7. *Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений* / А.Д. Генкин, В.В. Дистлер, Г.Д. Гладышев и др. М.: Наука, 1981. 234 с.
8. *Chrissoulis S.L., Distler V.V., Evstigneeva T.L. et al.* Platinum group elements in the sulphides of

- Noril'sk copper-nickel ores // 6th Intern. Platinum Symp.: Abstracts. Perth (W. Australia), 1991. P. 16.
9. Dyuzhikov O.A., Distler V.V., Genkin A.D. The Talnakh ore field: copper-nickel-platinum giant // Geol. Ore Deposits. 1993. Vol. 35, N 0. P. 1–13.
10. Dyuzhikov O.A., Distler V.V., Strunin B.M. et al. Geology and metallogeny of sulphide deposits Noril'sk Region USSR // Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 1992. N 1. P. 1–242.
11. Genkin A.D., Evstigneeva T.L. Associations of platinum-group minerals of the Noril'sk copper-nickel sulphide ores // Econ. Geol. 1986. Vol. 81, N 6. P. 1203–1212.

УДК 553.52

Е.В. Шарков

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КРИТИЧЕСКИХ ЗОН КРУПНЫХ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ

Понятие "критическая" зона было введено в петрологическую практику первыми исследователями раннепротерозойского Бушвельдско-го интрузива в ЮАР [5], чтобы подчеркнуть необычность и сложность строения зоны, расположенной между Нижней – ультрамафической и Главной – мафической. Для Критической зоны этого интрузива характерны сложное ритмичное переслаивание пород, неустойчивость их структур и текстур, наличие платиноносных дунитовых трубок и платиновых рифов (сложнопостроенных прослоев с заметной сульфидной вкрапленностью и богатым платиновым оруденением), в том числе крупнейшего в мире месторождения платиноидов – Рифа Меренского.

Впоследствии такие зоны необычного строения были установлены во многих других расслоенных раннепротерозойских интрузивах, в том числе в Мончегорском плутоне [3, 9] и Луккулайсваарском массиве [2, 10] на Балтийском щите. Они характеризуются наличием концентраций сульфидных Cu-Ni руд и платиноидов, и потому понимание их природы представляет большой практический интерес.

Рассмотрены такие зоны Мончегорского и Луккулайсваарского массивов, в изучении которых автор принимал участие [9, 10]. Мончегорский плутон представляет собой крупный блок нижней, ультрамафической части разреза огромного Мончетундровского расслоенного интрузива, отделенный разломом от мафитовой части разреза [5, 8]. Он прорывает образования кольской серии архея и имеет возраст 2493 ± 7 млн лет [1].

В вертикальном разрезе Мончегорского плутона выше мелкозернистых пород зоны эндоконтакта, преимущественно норитов мощностью до 100–120 м, залегает горизонт оливин-хромшпинелидовых кумулатов (дуниты, пойкилитовые гарцбургиты) мощностью около 100 м. Выше расположена зона ритмичного переслаивания оливин-хромитовых,

оливин-ортопироксен-хромитовых и ортопироксеновых кумулатов мощностью 350–450 м, ортопироксеновых кумулатов (бронзититов) мощностью до 600 м, и завершает разрез Мончегорского плутона горизонт плагиоклаз-ортопироксеновых кумулатов мощностью более 150 м. Дальнейшее продолжение разреза прослеживается в пределах массива Монче-Чуна-Волчьих Тундр (Главного хребта), сложенного преимущественно пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми кумулатами (габбронориты, габбронорит-анортозиты, анортозиты). В области перехода от Мончегорского плутона к Главному хребту наблюдается зона взаимного ритмичного переслаивания тех и других пород. Верхняя часть интрузива уничтожена эрозией. В контакте габбро-анортозитовой части разреза с гнейсами кольской серии также наблюдается зона закалки, представленная мелкозернистыми лейкогабброноритами.

Мончегорский плутон имеет автономную внутреннюю структуру. Его дно постепенно поднимается в восточном направлении, где расположена гора Нюд. Это сопровождается сокращением мощности массива от 1,5–2 км на западе до 300–500 м на востоке и выпадением из разреза $Ol + Cr-Sp$ кумулатов. Здесь выше эндоконтактных норитов и ортопироксенитов краевой серии залегают $Ol + Orx + Cr-Sp$ кумулаты, затем ортопироксеновые, а еще выше – ортопироксен-плагиоклазовые. Этот участок плутона характеризуется очень сложным строением, за что и получил название критической зоны. Здесь породы отличаются крайней неустойчивостью структур и текстур, развитием сегрегаций и жил габбронорит-пегматитов, а главное – наличием многочисленных дайко- и силлообразных тел микрогабброидов, ранее принимавшихся за ороговикоманные ксенолиты пород серии имандра-варзуга [4]. Для образований критического горизонта характерны повышенные содержания сульфидов, распределение которых довольно неравномерное.

Как показали специальные исследования [9], тела микрогабброидов имеют интрузивное соотношение с вмещающими интрузивами, конформную с контактами внутреннюю структуру, содержат ксенолиты ороговикоманных кордиеритовых гнейсов из подошвы плутона и представляют собой результат дополнительных внедрений магмы. По минеральному составу они варьируют от оливинсодержащих плагиоклазовых микробронзититов через микронориты и микрогаббронориты к лейкократовым разновидностям вплоть до микрогаббро-анортозитов. Наиболее широко развиты микронориты и лейкократовые микрогаббронориты, обычно образующие самостоятельные тела мощностью до 20–30 м. Наблюдается определенная последовательность внедрения тел микрогабброидов: так, микробронзититы встречаются преимущественно в форме ксенолитов и блоков в других микрогабброидах, а лейкократовые разновидности содержат ксенолиты мезократовых. Химические составы микрогабброидов и пород зон закалки Мончетундровского интрузива приведены в таблице. Судя по тому, что многие тела микрогабброидов секутся жилами габбронорит-пегматитов, связанных с формированием бронзититовых кумулатов плутона, внедрение этих тел происходило в затвердевающий интрузив, состоящий из уже затвердевшей нижней части плутона и продолжающегося кристаллизоваться расплава в магматической камере [5, 9]. По

Химический состав пород (в мас. %) дополнительных интрузивных фаз (микрогабброндов) и эндоконтактовых зон Мончегундровского и Луккулайсварского интрузивов

Компоненты	Мончегундровский интрузив					Луккулайсварский интрузив			Ветренный пояс	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52,31	50,70	49,51	49,26	48,65	44,82	50,97	51,54	46,22	44,55
TiO ₂	0,45	0,30	0,24	0,08	0,02	0,29	0,19	0,18	0,49	0,41
Al ₂ O ₃	13,30	16,95	14,75	19,86	28,60	10,99	16,51	16,99	7,91	6,74
Cr ₂ O ₃	—	—	0,13	0,08	0,006	0,20	0,037	0,043	0,155	0,29
Fe ₂ O ₃	0,50	0,51	1,08	0,81	1,55	—	—	—	2,22	2,34
FeO	9,80	4,97	7,24	6,63	1,02	9,78	5,82	5,85	9,18	9,07
MnO	0,18	0,14	0,12	0,09	0,035	0,18	0,14	0,10	0,195	0,18
MgO	13,42	9,69	15,99	9,41	4,86	16,94	10,46	10,63	24,39	26,89
CaO	5,76	13,36	6,12	8,03	11,77	11,78	12,76	13,16	6,76	5,57
Na ₂ O	2,13	2,34	1,30	2,17	3,15	1,14	1,03	1,06	1,12	0,90
K ₂ O	0,33	0,18	0,15	0,20	1,50	0,24	0,10	0,10	0,20	0,20
P ₂ O ₅	—	—	0,03	0,07	0,09	0,03	0,03	0,03	0,5	0,035
П.п.п.	1,38	0,70	2,74	2,78	1,18	2,38	1,40	0,35	1,28	3,08
Сумма	99,56	99,85	99,40	99,47	99,43	98,77	99,44	100,03	100,17	100,35
Zr	—	—	29	44	52	22	32	30	—	—
Nb	—	—	2	2	3	4	2	3	—	—
Y	—	—	12	12	13	12	13	12	—	—
Sr	—	—	201	364	527	150	233	227	—	—
Ba	—	—	100	100	302	107	100	100	—	—
Cu	—	—	—	—	—	4	10	20	62	47
Co	—	—	71	61	6	98	36	37	126	134
Ni	—	—	499	424	66	352	167	204	1116	1194
V	—	—	196	154	15	—	—	—	154	83
Rb	—	—	4	7	28	1	4	5	—	—

Примечание. 1 – зона закладки Мончегорского плутона [5]; 2 – зона закладки массива Монче-Чуна-Волчьих Тундр [10]; 3 – плагиоклазовый микробронзитит; 4 – лейкократовый микронорит; 5 – микроанортозит; 6 – оливиновый микрогаббронорит [10]; 7 – микрогаббронорит [10]; 8 – среднее из 19 анализов микрогабброноритов [10]; 9, 10 – высокомагнезиальные пикриты Ветренного пояса [4]. Ан. 3–5 из коллекции Е.В. Шаркова. Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ РАН (Г.Ф. Егорова и С.И. Вронская). Микроэлементы определены рентгеноспектральным методом в ИГЕМ РАН (В.А. Боронихин).

видимому, микрогабброиды представляли собой только часть материала дополнительного внедрения. Остальная, а может быть, и основная часть свежего расплава попадала в магматический очаг, и здесь уже все должно было зависеть от соотношения плотностей нового и уже имеющегося в камере расплава. Если первый был более плотным, он должен был растекаться по дну камеры. Характер происходящих при этом явлений лучше всего можно проследить на примере "рудного пласта Сопчи" в том же Мончегорском плутоне [3].

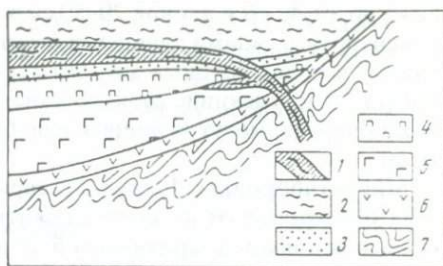
"Рудный", или "перидотитовый", пласт представляет собой весьма любопытный феномен. Это маломощный выдержанный 2-метровый прослой расслоенных перидотитов, наблюдаемый в верхней части разреза монотонного бронзититового макрослоя на горе Сопча. По времени формирования (кристаллизация ортопироксеновых кумулатов) он близок к ранним микрогабброидам Ньюда, локализованным среди аналогичных кумулатов, но отсутствующим среди более поздних ортопироксен-плаггиоклазовых. Этот пласт образован тонкорасслоенными (миллиметры-первые сантиметры) ультрамафическими кумулатами ($Ol + Cr-Sp$ и $Ol + Orx + Cr-Sp$) с богатой интерстициальной вкрапленностью $Cu-Ni$ сульфидов. В целом этот пласт как бы представляет собой разрез нижней, перидотитовой, части плутона в миниатюре. Для него очень характерны многочисленные нарушения расслоенности, главным образом текстуры оползания, а снизу и сверху наблюдаются эруптивные автобрекчии, где угловатые фрагменты перидотитов пласта цементируются вмещающими ортопироксеновыми кумулатами.

Формирование пласта связывается с внедрением порции свежего расплава в затвердевающую магматическую камеру, который мог быть довольно близким к составу исходного расплава самого плутона (см. таблицу). Однако последний к этому времени уже лишился своих ультраосновных кумулатов, и плотность его понизилась по сравнению с первоначальной. Поэтому свежий расплав растекался по дну магматической камеры, оттесняя старый расплав наверх (рис. 1).

Малая мощность пласта связывается с тем, что после выделения Ol , Orx и сульфидов плотность этой порции расплава понизилась и он оказался вовлеченным в конвекцию. Это привело к выравниванию состава расплава во всем объеме камеры и возвращению тренда кристаллизации в исходное положение. Очевидно, что объем этой порции расплава, по видимому, не превышал первых процентов от объема магмы в камере плутона, так как в противном случае следовало бы ожидать более серьезных изменений разреза. Судя по наличию многочисленных нарушений расслоенности, внедрение расплава сопровождалось перекосом дна камеры, в результате чего произошло оползание осадка. Более того, температура свежего расплава была выше температуры остаточного расплава в камере, поэтому новообразованные перидотитовые кумулаты имели более высокую температуру, чем вмещающие ортопироксеновые. Очевидно, этого хватило для расплавления их интерстициального материала. В результате в процессе продолжающегося оползания уже застывшие ультраосновные породы пласта испытывали уже хрупкие деформации, от них отчленились фрагменты, которые и формировали эруптивные

Рис. 1. Схема внедрения дополнительной порции расплава при формировании Мончегорского плутона

1 — дополнительная порция расплава; 2 — главный объем расплава в магматической камере; 3 — зона кристаллизации; 4 — ортопироксеновые кумулаты; 5 — оливин-ортопироксеновые кумулаты; 6 — породы эндоконтактной зоны; 7 — вмещающие породы кольской серии



брекчии во вмещающих ортопироксеновых кумулатах с подплавленным интеркумулусом, который в данной ситуации являлся наиболее низкотемпературным расплавом.

Конечно, рудный пласт Сопчи является уникальным образованием. В большинстве же случаев физические параметры свежего и старого расплава были близки, новый расплав сразу вовлекался в конвекцию и смешивался со старым. Результатом этого в случае существенных различий состава и/или значительного объема порции должно было становиться изменение состава расплава в камере плутона и соответственно изменение состава ликвидусных фаз на фронте затвердевания. В противном случае заметных следов этого можно и не обнаружить.

Другой пример критической зоны встречен в массиве Луккулайсваара в Северной Карелии [2, 10]. Этот массив представляет собой тектонический блок грубо треугольной формы площадью около 30 км². Он залегает среди гранито-гнейсов архея и имеет возраст около 2450 млн лет [1]. В целом по характеру разреза, набору пород и составу минералов он близок к Мончетундровскому и другим подобным интрузивам за исключением отсутствия в нем мощных анортозитовых прослоев. В средней, базитовой, части его разреза наблюдается сложно построенная зона, для которой характерно наличие огромного количества тел тонкозернистых габброидов (критическая, или смешанная, зона).

Эта зона состоит из тонкого, в ряде случаев беспорядочного чередования бронзититов, норитов и габброноритов, иногда весьма лейкократовых. Для развитых здесь пород часто характерна мелкозернистая структура интеркумулусного материала, т.е. последний представляет собой микрогаббронорит, аналогичный жильным телам [10]. Например, встречаются породы, где крупные кристаллы оливина (Fo_{80}) в количестве 50–60 об.% погружены в микрогабброноритовую матрицу. Характерно, что рядом та же порода может иметь типичную кумулятивную структуру, где те же минералы развиты в виде ойкокристаллов. Весьма существенно, что в подобных участках наблюдаются повышенные содержания Cu-Ni сульфидов и платиноидов, равно как и в эндоконтактах крупных тел микрогабброидов.

Характерной особенностью критической зоны является присутствие автолитов преимущественно микрогабброноритового состава, прослеживающихся по простиранию вдоль всего массива. Автолиты представляют собой тела неправильно-цилиндрической формы с поперечником 5–10,

реже до 30–40 см и длиной 20–50 см и более. Они причудливо изгибаются, ориентируясь своими длинными осями в плоскости расслоенности. Встречаются и более крупные автолиты, слагающие линзообразные тела длиной до 1,5 м, имеющие свою собственную внутреннюю структуру. Они, в свою очередь, могут включать еще более мелкие автолиты размером до 10 см.

Микрогабброиды Луккулайсваары образуют пластовые и жильные тела мощностью от нескольких сантиметров до 150–250 м. Они приурочены в основном к критической зоне, где обычно залегают согласно с расслоенностью или секут ее под острым углом. Контакты с вмещающими кумулатами обычно резкие, иногда с апофизами, нередко в них встречаются ксенолиты вмещающих кумулатов и совсем редко – своеобразных гранатовых габброноритов из метаморфической рамы интрузива. Значительно реже в пределах этой зоны наблюдаются постепенные переходы от микрогабброидов к породам разной зернистости, в этих случаях интеркумулус в последних имеет микрогаббровую структуру, а сами эти породы могут содержать автолиты микрогабброидов.

Как и в Мочегорском плутоне, здесь устанавливается определенная последовательность внедрения дополнительных порций расплава – более ранние тела микрогабброидов существенно более меланократовые и магнезиальные, а наиболее поздние характеризуются высокой глиноземистостью, хотя и более низкой, чем в ряде микрогабброидов Мончегорского плутона.

Как уже указывалось, с микрогабброидами и участками их сгущения в пределах смешанной зоны связано развитие Cu-Ni сульфидов и малосульфидной платиновой минерализации. В телах микрогабброидов рудная минерализация приурочена преимущественно к их лейкократовым оторочкам, а также шлирам и гнездам крупнозернистых ортопироксенитов, имеющих, вероятно, метасоматическое происхождение [10]. При этом микрогабброиды обеднены рудными минералами даже по сравнению с вмещающими кумулатами [10].

Зерна платиновых минералов встречаются либо в сростании с сульфидами, либо среди породообразующих минералов. Согласно Т.Л. Гроховской и др. [2], характерная ассоциация платиновых минералов включает около 30 минеральных видов, среди которых преобладают висмутотеллуриды палладия, а также его соединения с сурьмой и мышьяком. Большая часть изученных минералов платиновой группы приурочена к ассоциациям сульфидов, среди которых преобладает халькопирит.

Для минералов платиноидов критической зоны массива Луккулайсваара характерна локализация среди водо- и хлорсодержащих минералов – скаполита, флогопита, хлорбиотита, дашкесанита, что свидетельствует о высокой концентрации летучих компонентов и их участии в рудообразовании [2]. Появление парагенезиса халькопирит–ганит вместо обычного для сульфидных Cu-Ni руд халькопирит–сфалеритового свидетельствует о повышенной фугитивности кислорода на стадии рудоотложения. На крайне неравновесные условия кристаллизации платиновых ассоциаций указывает одновременное присутствие в них и окружающих сульфидах ильменита, сфена, цинксодержащих хромшпинелей, ганита, а также

алюмо-, ферро- и хромшпинелей широкого диапазона составов [2]. Весьма существенно, что рудные фазы расположены главным образом в интерстициях между зернами магматических силикатов и в качестве включений в них, что, очевидно, указывает на их первично-магматическую природу.

Обсуждение

Как следует из таблицы, все породы рассматриваемых комплексов характеризуются повышенными содержаниями SiO_2 , MgO , Cr_2O_3 и NiO при пониженных и низких концентрациях TiO_2 , щелочей, а также некогерентных элементов – Y , Zr , Nb , Sr , Ba . Это, с одной стороны, свидетельствует о происхождении родоначальных расплавов за счет высокодеплетированных ультрамафических мантийных субстратов, а с другой – о значительной роли корового материала в их формировании. Из современных типов базитов такие особенности характерны только для пород бонинитовой серии [5]. К аналогичным выводам о природе расплавов, формировавших классические Бушвельдский и Стиллуотерский интрузивы, ранее пришли и другие исследователи [12, 16].

Обращает на себя внимание, что во всех случаях формирование интрузивов сопровождалось неоднократным внедрением серии расплавов в определенной последовательности – от высокомагнезиальных к высокоглиноземистым разновидностям. Из этих же данных следует, что критические зоны представляют собой участки сгущения подобных внедрений. Поскольку часто они имеют определенное положение в разрезе интрузивов, это, вероятно, указывает на этапы наибольшей эндогенной активности, связанной с областью генерации магм или расположенных под этими интрузивами промежуточных очагов.

Второе, что обращает на себя внимание, – это приуроченность платинового и/или сульфидного Cu-Ni оруденения именно к этим критическим зонам. И здесь сразу же возникает вопрос, связано это с обогащением свежих порций расплава рудными компонентами или с их перераспределением и концентрацией под влиянием некоторых новых факторов. Материалы детального изучения микрогабброидов массива Луккулайсваара, о которых говорилось выше, вроде бы свидетельствуют в пользу второй точки зрения – здесь имели место именно перераспределение рудных компонентов, их концентрация в анортозитовых оторочках тел. Активную роль при этом играли хлор, сера и вода. Локализация рудных концентраций в эндоконтактах тел микрогабброитов, по-видимому, свидетельствует о том, что ведущим механизмом в этом процессе была термодиффузия [10].

Представляется, что основным фактором миграции рудных элементов было образование хлоридных и силикатных комплексов, куда входили также Al и Ca , с которыми хлор образует легкоподвижные комплексные соединения [2, 5, 13]. Именно эти элементы являются главными компонентами анортозитовых оторочек, вмещающих оруденение, а вся

ситуация свидетельствует о едином механизме образования как оторочек, так и оруденения. В составе летучих компонентов важную роль играла вода. Ее присутствие сказывается в наличии водосодержащих минералов во включениях в сульфидах, окислительных условиях рудообразования, а также широко проявленной амфиболизации пород на участках развития рудоносных микроабброидов. Очевидно, эти магматические флюиды могли проникать и во вмещающие кумулаты, подвергшиеся подплавлению, и также приводить к перераспределению в них рудных компонентов.

Однако подобные флюиды могли существовать и самостоятельно, о чем свидетельствует изучение платиноносных дунитов трубок в Критической зоне Бушвельдского интрузива [5]. Из образование связывается со струями Cl-, S- и H₂O-содержащих флюидов, проникавших через уже затвердевшие кумулаты, вымывая из них SiO₂, Al₂O₃ и CaO с образованием реститовых дунитов [5, 13, 21]. Процесс сопровождался переотложением платиноидов, приводя к их концентрированию в рестите. На месте выхода этих струй на дне магматической камеры возникали своеобразные промоины ("потолы"), весьма характерные для платиноносного Рифа Меренского [5, 14]. В пользу привноса свежего материала при формировании этого месторождения свидетельствует и резкое изменение изотопии в его породах по сравнению с нижележащими анортозитами – отношение изотопов ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr меняется от 0,7060 до 0,7080 [19].

В связи с этим представляет интерес проблема возникновения платиноносных рифов в критических зонах расслоенных интрузивов, в частности Рифа Меренского. Как показали А. Будро и др. [13], в Рифе Меренского широко развиты хлор- и водосодержащие минералы (амфибол, биотит, апатит и др.), указывающие на участие подобных флюидов в петрогенезисе оруденения. Судя по находкам графита среди пород платиноносных рифов и в дунитовых трубках, в составе флюидов присутствовала и газовая фаза, содержащая C [13].

Из этих данных следует, что Cl-, S- и H₂O-содержащие флюиды могут как изначально содержаться в расплавах, так и поступать в них в виде самостоятельных флюидных потоков и растворяться в них, обеспечивая их повышенную флюидонасыщенность. После этого вступал в силу принцип термодиффузии – хлоридно-силикатные комплексы должны были устремляться в зону кристаллизации, привнося туда и рудные компоненты. Концентрация таких флюидов вряд ли была велика и не оказывала существенного влияния на состав выделяющихся парагенезисов кумулятивных фаз, но их присутствие все же сказывалось в появлении пегматоидных структур пород. Интересно, что сам риф, т.е. обогащенная сульфидами и платиноидами зона, не строго привязан к расслоенности и может сечь ее под острым углом, образовывать раздувы и пережимы и т.д. [15]. Такие наблюдения, по-видимому, указывают на влияние кинетических факторов в насыщении расплава флюидами – он вряд ли успевал одновременно гомогенизироваться во всей магматической камере.

Однако такой механизм формирования рифа предполагает, что мощность главного объема магматической камеры в этот момент была

невелика – в противном случае флюид был бы настолько разубожен, что не смог бы оказать соответствующего влияния на процесс концентрирования рудных фаз. И действительно, как показал Г. Грюнвальд [15], расположенная выше Критической Главной зона Бушвельдского интрузива сформировалась за счет самостоятельного внедрения огромной массы нового расплава. Риф Меренского расположен в самой верхней части Критической зоны, так что, по-видимому, во время его формирования объем магматической камеры не был особенно велик.

Вероятно, он не был велик и в случае многих других раннепротерозойских расслоенных интрузивов рассматриваемого типа – наличие следов повторных внедрений скорее указывает на то, что объем магматической камеры в процессе их затвердевания периодически увеличивался за счет новых поступлений магмы. Очевидно, с этим и связаны необычно большие размеры расслоенных интрузивов этого времени, значительно превышающие размеры их фанерозойских аналогов. При этом весьма существенно, что новые порции расплава поступали именно в затвердевающий интрузив, где еще существовала магматическая камера, так как все породы расслоенных серий связаны постепенными переходами и зонами ритмического переслаивания. Представление о небольших первоначальных размерах интрузивных камер хорошо согласуется с данными о строении магматических очагов в областях современного магмообразования, где их мощность обычно не превышает несколько сот метров, достигая в лучшем случае 1–1,5 км [20]. Это же может объяснить и практическое отсутствие существенных деформаций в породах рамы рассмотренных интрузивов, неизбежных в случае единовременного внедрения грандиозных масс расплава.

Вызывает удивление факт, что в одном и том же месте, очевидно, из одного и того же очага, в определенной последовательности, в целом весьма близкой для всех раннепротерозойских интрузивов, сравнительно быстро, один из другим, в один и тот же коровый резервуар поступает целая серия расплавов, существенно отличающихся друг от друга. При этом, как показали исследования изотопии пород Бушвельдского и Стиллуотерского интрузивов [17–19], в более поздних поступлениях возрастает содержание коровых компонентов. Например, начальное отношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Нижней зоне Бушвельда составляет 0,7050–0,7056, в Критической – 0,7060–0,7064, а в Главной – 0,7075–0,7090 [17]. Для комплекса Стиллуотер по результатам изучения Re–Os и Sm–Nd изотопных систем установлено, что в его формировании принимали участие по крайней мере два типа магм – более ранняя ультрамафическая, образовавшаяся из литосферного источника, и более поздняя – анортозитовая, сформировавшаяся, вероятно, за счет плавления базитов нижней коры [18].

С нашей точки зрения, ситуация выглядит следующим образом. Развитие магматического очага, давшего начало серии расплавов, которые формируют раннепротерозойские расслоенные интрузивы, началось с внедрения высокотемпературных высокомагнезиальных сильно деплетированных первичных родоначальных расплавов в основание земной коры. По-видимому, эти расплавы были близки по составу к

высокомагнезиальным пикритам бонинитоподобной серии, или "протерозойским коматитам" [4], широко проявленным в разновозрастных вулканических сериях [4, 6]. Первоначальное положение очага определялось как плавучестью ультрамафитового расплава, так и появлением чисто механического барьера, более вязкого по сравнению с разогретым веществом мантии.

Температура такого родоначального расплава, согласно экспериментальным данным [4], составляла не менее 1600–1700°C, т.е. была по крайней мере на 300–400° выше температуры плавления базитов нижней коры. Р. Спаркс [21] показал, что плавление корового материала в этом случае неизбежно. Очевидно, неизбежным является и дальнейшее постепенное перемещение этого очага снизу вверх, его всплытие по принципу зонной плавки [11]. Этот принцип предполагает непрерывное движение очага вверх за счет переплавления пород кровли и кристаллизации высокотемпературных фаз у дна.

Очевидно, здесь должны действовать те же закономерности, что и при затвердевании интрузивов [8]: вследствие малой величины адиабатического градиента в силикатных магмах (0,3°C/км) относительно холодный новообразованный расплав будет сразу же вовлекаться в систему внутрикамерной конвекции, выравнивающей состав магмы и ее температуру во всем объеме. В этом случае нет никакой необходимости в турбулентном движении магмы, как это предполагается в [16], – конвекция сама обеспечит постоянную высокую температуру у кровли магматической камеры за счет подтока горячей магмы из внутренних частей очага. Однако вследствие того, что градиент температуры точки плавления на порядок выше, кристаллизация будет возможна только у дна камеры, что было подтверждено расчетами М. Востера (Woster et al., 1990 г.). В результате основные потери тепла будут идти через кровлю, обеспечивая ее дальнейшее плавление, а у ее дна будет идти кристаллизация, что в итоге и приводит к непрерывному перемещению очага вверх в толще земной коры. Вследствие такого механизма эволюции очага из расплава постоянно удаляются наиболее высокотемпературные фазы и происходит обогащение низкотемпературными – как за счет фракционной кристаллизации, так и за счет новообразованного расплава в результате плавления пород кровли. Очевидно, это и обеспечивало высокие темпы изменения состава такой гибридной магмы во всплывающем очаге. Также очевидно, что этот состав будет довольно быстро приближаться к составу вмещающих пород, а от родоначального расплава в нем останутся главным образом наиболее легкоплавкие компоненты. Таким образом, по существу, развитие магматического очага представляет собой перемещение теплового импульса в толще земной коры. По мере подъема он должен постепенно затухать, а масштабы плавления кровли уменьшаться. В итоге зона, вовлеченная в переработку таким импульсом, должна иметь форму перевернутого конуса. Вершина этого конуса в зависимости от масштабов первоначального теплового импульса или останется в пределах нижней коры, или достигнет низов верхней коры, о чем свидетельствует появление пород среднего и кислого состава в верхней части разреза некоторых интрузивов, например

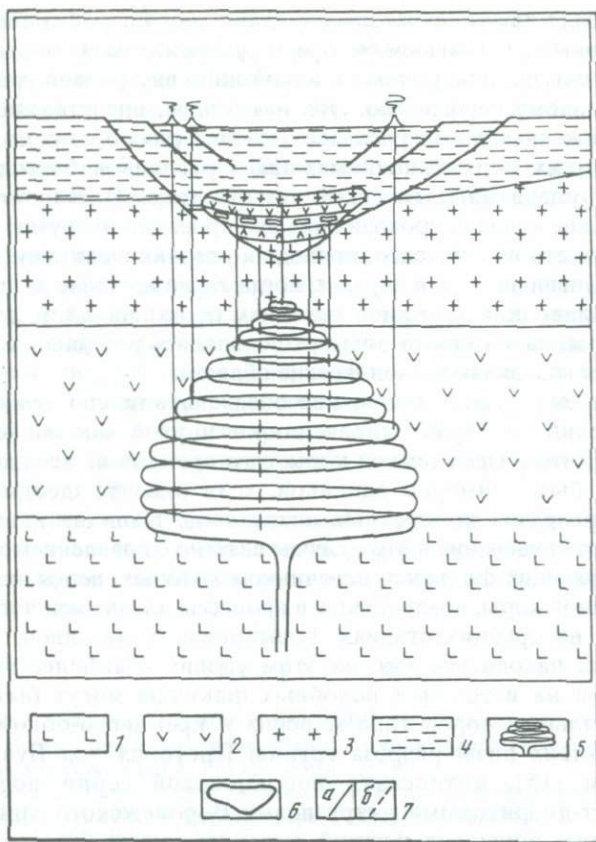


Рис. 2. Схема формирования крупных расслоенных плутонов при всплывании магматического очага через толщу земной коры

1 - ультрамафиты мантии; 2 - образования нижней коры ("базальтовый слой"); 3-4 - образования верхней коры: 3 - "гранитный слой", 4 - осадочный слой; 5 - тренд всплывания магматического очага; 6 - крупный расслоенный интрузив (снизу вверх): ультрамафиты, нориты и габбронориты, анортозиты, габбронориты и диориты, граниты; 7 - пути перемещения магмы из очага: а - сохранившиеся, б - переработанные в последующих процессах

Бушвельдского или норит-диоритовых интрузивов еланского комплекса в пределах Воронежского выступа кристаллического фундамента Русской плиты [7].

В качестве побочного эффекта всплывания очага следует отметить появление над ним напряжений, способствующих раскрытию магмоподводящих каналов, обеспечивающих непрерывную подпитку вышележащего интрузива свежим расплавом или дальнейшее развитие роев даек. Очевидно, такой механизм эволюции магматических очагов может реализоваться только в случае очень высокотемпературных родоначальных расплавов, характерных для раннего протерозоя, и вряд ли возможен в фанерозое, где температуры таких расплавов существенно ниже [5], хотя отдельные элементы процесса, вероятно, имеют место.

Интрузивы в таком случае представляют собой периферические очаги, расположенные над главным очагом, но уже в жесткой холодной верхней коре. Обычно они приурочены к какой-либо внутренней границе, чаще всего к угловому несогласию. Эти интрузивы, представляющие собой очень протяженные линзы расплава, являлись своеобразными ловушками для следующих порций поднимавшихся расплавов благодаря значительной площади магматической камеры (рис. 2). Вероятно, только магматические каналы, проходившие вне проекции интрузивной камеры, могли достигать поверхности, приводя к возникновению вулканических построек. Очевидно, что в случаях, когда такие крупные внутрикоровые линзы расплава по каким-либо причинам не возникали, над подобными крупными магматическими очагами появлялись рои даек, а на дневной поверхности возникали вулканические области.

По-видимому, только так можно обеспечить наблюдаемую совокупность явлений. В случае справедливости этой модели можно сделать вывод, что разрез земной коры того времени на всех докембрийских щитах был примерно одинаков, хотя и не тождествен, судя по различию разрезов конкретных интрузивов. Наличие платинового и сульфидного оруденения в этом случае связано с появлением хлор-, водо- и серосодержащих флюидов, источником которых, вероятно, являются породы земной коры, вовлеченные в процессы плавления, поскольку они возникают на средних стадиях формирования массивов, когда очаг должен был находиться уже на этом уровне. Наиболее вероятными кандидатами на источники подобных флюидов могут быть прослои супракристалльных пород типа морских и кремнисто-обломочных пород, слагающих низы разреза группы Претория под Бушвельдским интрузивом [15], метаосадки воронцовской серии под рудоносными норит-диоритовыми интрузивами Воронежского кристаллического массива, зоны сульфидной вкрапленности в кристаллических сланцах архея для Мончегорского плутона и Стиллуотерского интрузива. В последнем случае это подтверждается материалами по изотопии Nd и Os.

В ы в о д ы

1. Критические зоны крупных раннепротерозойских расслоенных интрузивов представляют собой участки наиболее сложного строения с незакономерным развитием расслоенности и ее многочисленными нарушениями, с неустойчивыми структурами и текстурами и часто с наличием значительного количества тел микроабброидов различного состава. Нередко с такими участками связано появление богатой платиновой или сульфидной минерализации.

2. Тела микроабброидов иногда содержат ксенолиты вмещающих пород и возникли в результате внедрения новых порций расплава в затвердевающий интрузив. Устанавливается определенная последовательность их внедрения, причем наиболее ранние имеют высокомагнетизальный состав, а более поздние – глиноземистый. По минеральному

составу и петрогеохимическим особенностям микрогабброиды весьма близки к породам вмещающих их расслоенных серий, и все они близки к образованиям раннепротерозойской бонинитоподобной серии.

3. Формирование крупных раннепротерозойских расслоенных интрузивов происходило путем периодической подпитки затвердевающих плутонов новыми порциями расплава. При этом более поздние по времени расплавы характеризуются увеличивающимся содержанием корового материала.

4. Появление эволюционирующей серии расплавов связывается с внедрением высокомагнезиальной первичной деплетированной магмы в основание земной коры и с дальнейшим перемещением магматического очага вверх в толще земной коры по принципу зонной плавки.

5. Формирование рудных концентраций, особенно в критических зонах, вероятно, связано с перераспределением рудных компонентов в кристаллизующемся расплаве при широком участии Cl- и S-содержащих флюидов. Ведущим механизмом процесса во многих случаях являлась, по-видимому, термомодификация.

6. Критические зоны представляют собой участки интрузивов, где наиболее полно сказалась многоэтапность их формирования, где оказались сближенными продукты внедрения разных фаз или эти внедрения были наиболее объемными.

Л и т е р а т у р а

1. Балашов Ю.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Природа источников расслоенных интрузивов // Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. С. 28–34.
2. Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Ключин С.Ф. и др. Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Северная Карелия) // Геология руд. месторождений. 1992. № 2. С. 32–50.
3. Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Козлов Е.К. и др. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 328 с.
4. Коматиты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 193 с.
5. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. Т. 5. 508 с.
6. Смолькин В.Ф. Коматитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 273 с.
7. Чернышов Н.М., Переславцев А.В., Молотков С.П., Чернышова М.Н. Новый тип никеленосных формаций в докембрии Воронежского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 11–24.
8. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузивов. Л.: Наука, 1980. 180 с.
9. Шарков Е.В. "Критический горизонт" Мончегорского плутона – дополнительная интрузивная фаза // Зап. ВМО. 1982. № 6. С. 656–664.
10. Шарков Е.В., Леднева Г.В. Петрология тел платиноносных микрогабброидов из расслоенного интрузива Луккулайсваара (Северная Карелия) // Там же. 1993. № 4. С. 35–55.
11. Ярошевский А.А. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов // Химия земной коры. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 55–62.
12. Barnes S.J. Are Bushveld U-type parent magmas boninites or contaminated komatiites? // Contrib. Miner. and Petrol. 1989. Vol. 101, N 4. P. 447–457.
13. Boudreau A.E., Matter E.A., McCallum I.S. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: evidence for transport of platinum group elements by Cl-rich fluids // J. Petrol. 1986. Vol. 27, N 4. P. 967–986.
14. Gold D.P., Deines P., Touyinhthiponexay Y. et al. The nature and significance of igneous

- "pothole" structures in some layered intrusive complexes // *Canad. Miner.* 1985. Vol. 23, N 2. P. 303.
15. *Von Grunewaldt G.* A review of some particular recent concepts of the Bushveld complex, with particular reference to sulfide mineralisation // *Ibid.* 1979. Vol. 11, N 2. P. 233–256.
 16. *Huppert H.E., Sparks R.S.J.* Cooling and contamination of mafic and ultramafic magms during ascent through continental crust // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 74, N 4. P. 371–386.
 17. *Kruger F.J.* Isotopic diagnosis of the Bushveld complex // *Nucl. Active.* 1987. Vol. 38. P. 30–32.
 18. *Lambert D.D., Morgan J.W., Walker R.J.* et al. Rhenium-osmium and samarian-neodymium isotopic systematics of the Stillwater complex // *Science.* 1989. Vol. 244, N 4909. P. 1169–1174.
 19. *Lee C.A., Butcher A.R.* Cyclicity in the Sr isotope stratigraphy through the Merensky and Bastard reef units, Atok section, eastern Bushveld complex // *Econ. Geol.* 1990. Vol. 85, N 4. P. 877–881.
 20. *Sanford A.R., Einarson P.* Magma chambers in rifts: Continental and oceanic rifts // *Geodynamics. Ser. V.* 1982. Vol. 8. P. 147–168.
 21. *Sparks R.S.J.* The role of crustal contamination in magma evolution through geological time // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 78, N 2/3. P. 211–223.

УДК 553.062:553.491.8(571.5)

**В.В. Дистлер, О.А. Дюжиков, В.Ф. Кравцов,
С.Ф. Служеникин, Д.М. Туровцев**

МАЛОСУЛЬФИДНАЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Все разрабатываемые в России платиновые месторождения связаны в настоящее время с Норильском, Уралом и некоторыми россыпными залежами севера Сибири и Алдана. Вместе с тем возможности прироста ресурсных запасов платиновых металлов могут быть значительно расширены за счет многих объектов, расположенных в пределах Карело-Кольского, Северо-Сибирского, Воронежского, Уральского, Южно-Сибирского и Дальневосточного регионов. При этом существуют реальные предпосылки открытия или переоценки месторождений как широко известных, так и нетрадиционных типов. В первую очередь это касается малосульфидных платинометаллических руд, устанавливаемых в различных регионах в связи с теми или иными типами гипербазит-базитовых расслоенных интрузивов. И если в большинстве регионов малосульфидное платинометаллическое оруденение проявлено в ритмично-расслоенных плутонах, в которых сосредоточены платиноносные рифы, аналогичные известным в Южной Африке и США, то в Норильском районе подобное оруденение приурочено к верхним эндоконтактовым зонам интрузивов, несущих крупные объемы сульфидного вещества в их нижних, придонных, и экзоконтактовых зонах с формированием известных платино-медно-никелевых месторождений.

Процессы концентрирования платиновых металлов в связи с сульфидным платино-медно-никелевым рудообразованием можно считать хорошо изученными [8, 9]. Доказано, что условия растворимости платиновых металлов в природных сульфидных жидкостях таковы, что общее их

количество в типичных платино-медно-никелевых месторождениях возрастает пропорционально увеличению объема сульфидных руд. Наряду с этим хорошо известно высокое концентрирование платиновых металлов в бедных сульфидами горизонтах как мощных ритмично-расслоенных плутонов, так и маломощных лентовидных расслоенных интрузивов норильского типа.

Выяснение условий происхождения малосульфидных платиноносных горизонтов в гипербазит-базитовых расслоенных интрузивах имеет не только важное петрологическое, но и практическое значение в связи с разработкой поисково-оценочных признаков этого типа оруденения и промышленным его освоением.

Закономерности размещения и особенности строения

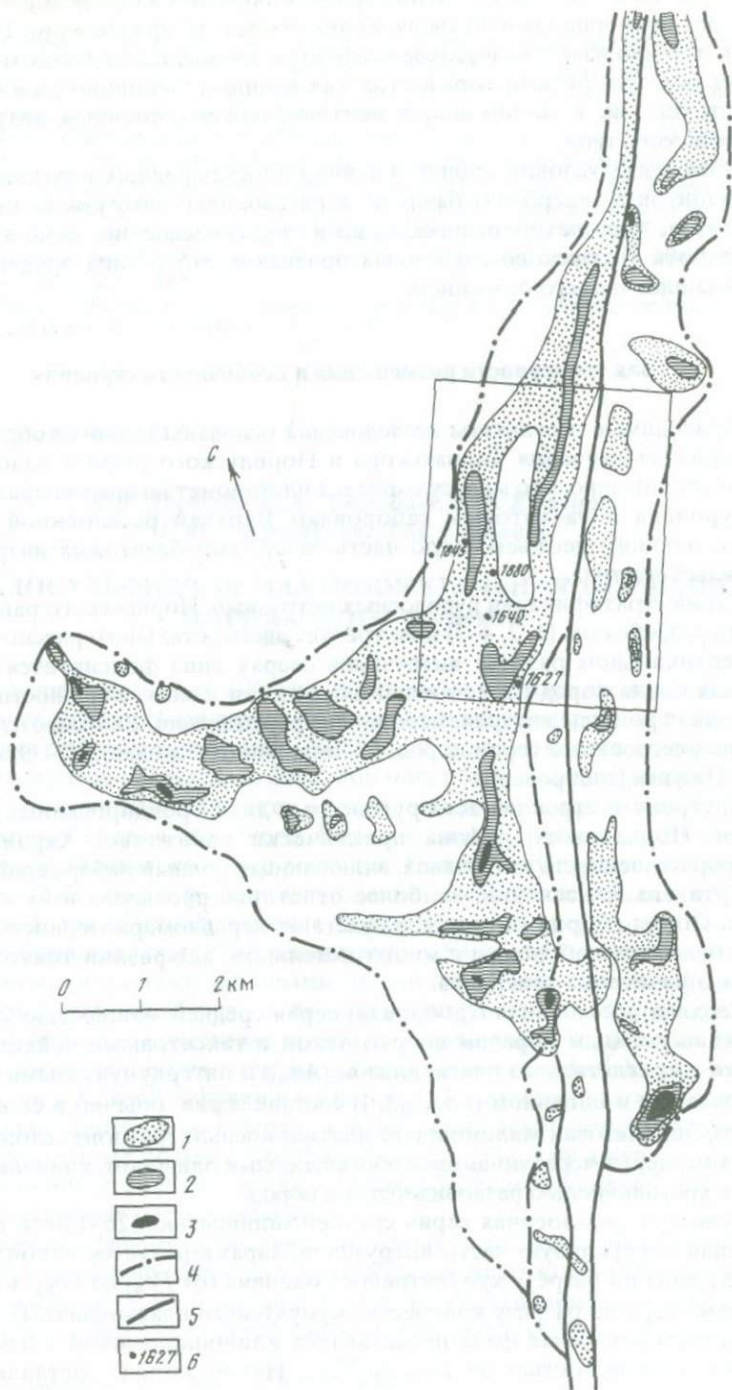
Приводимые результаты исследований основаны главным образом на материалах изучения Талнахского и Норильского рудных узлов. При этом установлено, что малосульфидная платинометалльная минерализация приурочена к такситовым габброидам Верхней расслоенной серии, составляющим неотъемлемую часть гипербазит-базитовых интрузивов норильского типа.

Схема стратификации рудоносных интрузивов Норильского района хорошо разработана [1, 2, 4–7] и не требует здесь детального рассмотрения. В вертикальном разрезе интрузивов сверху вниз фиксируется постепенная смена пород нарастающей основности и магнезиальности, отражающая процессы внутрикамерной дифференциации. Выделяются следующие расслоенные серии пород: I – Верхняя (габбровая); II – Основная; III – Нижняя (габбровая).

Внутреннее строение всех рудоносных дифференцированных интрузивов Норильского района практически идентично. Характерная макрорасслоенность интрузивов, включающая полный набор серий пород в вертикальном сечении, наиболее отчетливо проявлена в их килевой зоне. По периферии интрузивов залегают неравномернозернистые бедные оливином габброиды с многочисленными апофизами тонкозернистых и афанитовых долеритов.

Верхняя расслоенная (габбровая) серия средней мощностью 20–30 м сложена главным образом анортозитами и такситовыми лейкогабброидами с кумулятивным плагиоклазом (An_{90}) и интеркумуляусными клинопироксеном и оливином (Fo_{65-80}). В составе серии, обычно в ее нижней трети, локализован маломощный платиноносный горизонт, сложенный незакономерно чередующимися обогащенными оливином, клинопироксеном и хромшпинелью разновидностями пород.

Основная расслоенная серия средней мощностью 120–150 м, составляющая центральную часть интрузивов, характеризуется накоплением сверху вниз по разрезу кумулятивного оливина (от Fo_{43} до Fo_{83}) и увеличением вверх по разрезу количества кумулюсного плагиоклаза. Постоянная интеркумуляусная фаза представлена клинопироксеном с изменяющейся железистостью от Fs_{21} до Fs_{33} . Набор пород, составляющих



Основную расслоенную серию, включает сверху вниз диориты, габбро-диориты, кварцевые и микропегматитовые габбро-долериты, безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты, оливиновые и оливинбиотитовые габбро-долериты. Нижняя часть расслоенной серии сложена горизонтом пикритовых габбро-долеритов и троктолитов с постоянным присутствием хромшпинели и интеркумулусного плагиоклаза. Подчиненное место в горизонте занимают плагиооливиниты и плагиоперидотиты. В основании серии развиты изометричные участки, обогащенные хромшпинелью (плагиохромититы).

Нижняя расслоенная (габбровая) серия средней мощностью 20–30 м характеризуется присутствием единственной кумулусной фазы – плагиоклаза, резким убыванием количества оливина (F_{060-75}), исчезновением хромшпинели. В верхней части разреза габброиды имеют типичный такситовый облик, обусловленный сочетанием пегматоидных разновидностей оливинового габбро с неравномернозернистыми существенно оливиновыми породами. В нижней части разреза интеркумулусный оливин практически отсутствует и породы переходят в равномернозернистое габбро.

Сульфидное платино-медно-никелевое оруденение, свойственное интрузивам норильского типа, образует единую рудную зону, охватывающую Основную и Нижнюю расслоенные серии, а также экзоконтактные образования. В состав рудной зоны входят: существенно овоидная и интерстициальная сульфидная минерализация в пикритовых габбро-долеритах Основной расслоенной серии; ксеноморфная – в такситовых габбро-долеритах Нижней расслоенной серии; массивные руды приурочены главным образом к нижнему экзоконтакту интрузивов, реже проявлены в породах их кровли или в виде жильных тел, секущих интрузивы; прожилково-вкрапленные руды распространены в осадочно-метаморфических или интрузивных породах в экзоконтакте тел массивных сульфидов (см. рис. 4 в статье В.В. Дистлера в настоящей книге).

Малосульфидное платинотелальное оруденение локализуется, как отмечено выше, в такситовых габброидах Верхней расслоенной серии. На площади Талханского рудного узла эти образования присутствуют в верхних экзоконтактных зонах как Главного интрузивного тела (Северо-Восточная ветвь), так и Северо-Западного интрузива (рис. 1). В контурах Главного интрузива такситовые габброиды имеют прерывисто-линейное распределение преимущественно вдоль осевой его линии при общем фоне сравнительно низких значений их мощности (менее 10 м). Накопление такситовых габброидов фиксируется в южной части интрузива – головной зоне, где их максимальная мощность достигает 47 м, и в крайней северной части, где наблюдается новый всплеск мощности (до 25 м).

В контурах Северо-Западного интрузива сохраняются те же тенденции

Рис. 1. Схематический план распространения горизонта такситовых габброидов Верхней расслоенной серии в пределах Талханского рудного узла

1–3 – градации мощности такситовых габброидов (в м): 1 – 0–10, 2 – 10–30, 3 – более 30; 4 – контур Верхнеталханского интрузива; 5 – Главный тектонический шов Норильско-Хараелахского разлома; 6 – площадь детальных исследований и скважины

в распределении такситовых габброидов, т.е. их локализация вдоль осевых линий интрузива и накопление в головных зонах Приразломной и Хараелахской интрузивных ветвей. Здесь максимальные мощности габброидов достигают 50 м.

Сложная морфология горизонта верхних такситовых габброидов выявляется на примере площади детальных исследований. При общем прерывисто-линейном распределении мощностей в продольном направлении, совпадающем с ориентацией осевых линий интрузива, наблюдается волнообразное их распределение в поперечном направлении (амплитуда волн достигает 18 м на расстоянии 100 м).

Аналогичный характер распространения такситовых габброидов фиксируется в пределах площади развития интрузива Норильск-1. При общем весьма неравномерном их распространении обнаруживаются повышенные мощности в восточном утолщенном борту интрузива и максимальная (до 25 м) – в северной головной части массива.

Малосульфидное платинометальное оруденение приурочено к такситовым габброидам и локализуется в основании плагиоклазовых кумулатов. Главным типоморфным признаком рудовмещающего слоя, выделяемого по результатам опробования в качестве платиноносного горизонта, является высокая степень неоднородности его строения, обусловленная прожилковидным и пятнисто-блоковым распределением разновидностей пород с резко выраженными различиями структурно-текстурных особенностей и минерального состава. Эта неоднородность проявлена в развитии меланократовых линзо- и шпировидных обособлений (пикритов, троктолитов, клинопироксенитов, меланократовых габбро, плагиохромититов) среди крупнозернистых лейкогабброидов. Меланократовые обособления (размером от долей до нескольких десятков сантиметров, иногда до нескольких метров) имеют с вмещающими породами довольно резкие границы. В меланократовых блоках нередко обнаруживаются линзы лейкогабброидов. При этом крупные блоки массивных пикритоподобных пород обычно тяготеют к основанию разреза крупнозернистых такситов. Они сложены оливином (30–60%) округлой изометричной формы (0,2–0,4 мм), авгитом, плагиоклазом. В них широко развита хромшпинель, образующая резко очерченные скопления мелких зерен. Ее концентрация достигает в локальных участках 40% объема пород.

К существенно важным особенностям внутреннего строения и вещественного состава платиноносного горизонта, подчеркивающим его структурную и минеральную неоднородность, относятся широкий диапазон составов породообразующих минералов, развитие низкотемпературных фаз с повышенным количеством летучих компонентов, проявление процессов автометаморфических и метасоматических преобразований пород.

Составы породообразующих минералов охватывают практически весь диапазон вариаций, свойственных интрузиву в целом. Наиболее железистые оливины (F_{065}) встречены в верхней и нижней частях горизонта, а высокомагнезиальные (F_{080}) свойственны блокам пикритов и троктолитов, обогащенных хромшпинелью. В равномернозернистых лейкогабброидах оливин отвечает F_{074} . Распределение клинопироксенов по

железистости коррелируется с особенностями распределения оливина. Наиболее магнезиальные клинопироксены содержат, как и в пикритовых габбро-долеритах Основной расслоенной серии, повышенное количество хрома. Состав плагиоклаза также существенно варьирует, что выражается в наличии Al_{40} при существенном преобладании анортита-битовнита в троктолитовых блоках и равномернозернистых лейкогабброидах.

В лейкогабброидных и субультраосновных породах рассматриваемого горизонта достаточно широко распространены округлые и неправильной формы миндалины и пустоты размером от первых миллиметров до 2–3 см, выполненные пренитом, флогопитом, пумпеллитом, хлоритом, ангидритом, карбонатом, апатитом, анальцимом. Автометаморфические и наложенные процессы преобразования пород выражаются в интенсивном замещении оливина иддингситом-боулингитом и серпентином. По клинопироксену обычно развиваются роговая обманка, амфиболы тремолит-актинолитового ряда, хлорит, биотит. Плагиоклаз замещается пренитом, хлоритом, альбитом, соссюритом. Отмечаемые факты интенсивного преобразования пород с широким развитием минералов, содержащих повышенное количество летучих компонентов (сера, фосфор, углекислота, вода и др.), являются дополнительными индикаторами особенностей внутреннего строения и состава платиноносных горизонтов.

Таким образом, положение платиноносного горизонта в вертикальном сечении дифференциального интрузива определяется его приуроченностью к нижней части Верхней расслоенной серии, распространение которой по латерали обусловлено морфологией интрузива и размещением рудомещающих пород преимущественно в его осевой (килевой) части с максимальным накоплением в головных зонах. Малосульфидные платиноносные такситовые габброиды представляют совокупность пород резко выраженной петрографической неоднородности с развитием среди лейкократовых плагиоклазовых кумулатов меланократовых обособлений повышенной магнезиальности, широкими вариациями текстурно-структурных особенностей и минерального состава пород, обильным развитием низкотемпературных минералов с повышенной ролью флюидной фазы. Типоморфным признаком платиноносного горизонта является также развитие хромшпинели, характеризуемой широким диапазоном составов. Что касается сульфидов, количество которых, как правило, не превышает 3% объема пород, то особенность их составов определяется несколькими парагенетическими ассоциациями, соответствующими различным условиям кристаллизации сульфидных систем.

Платиновая минерализация

Малосульфидные платиноносные горизонты представляют собой самостоятельные пластообразные рудные залежи и характеризуются относительно высоким концентрированием элементов платиновой группы, выраженным как отношение $\Sigma \text{ЭПГ}/S$. Если для вкрапленных руд платино-медно-никелевых месторождений эти значения находятся в пределах 0,8–1,2, достигая в высокомедистых рудах 3, то в

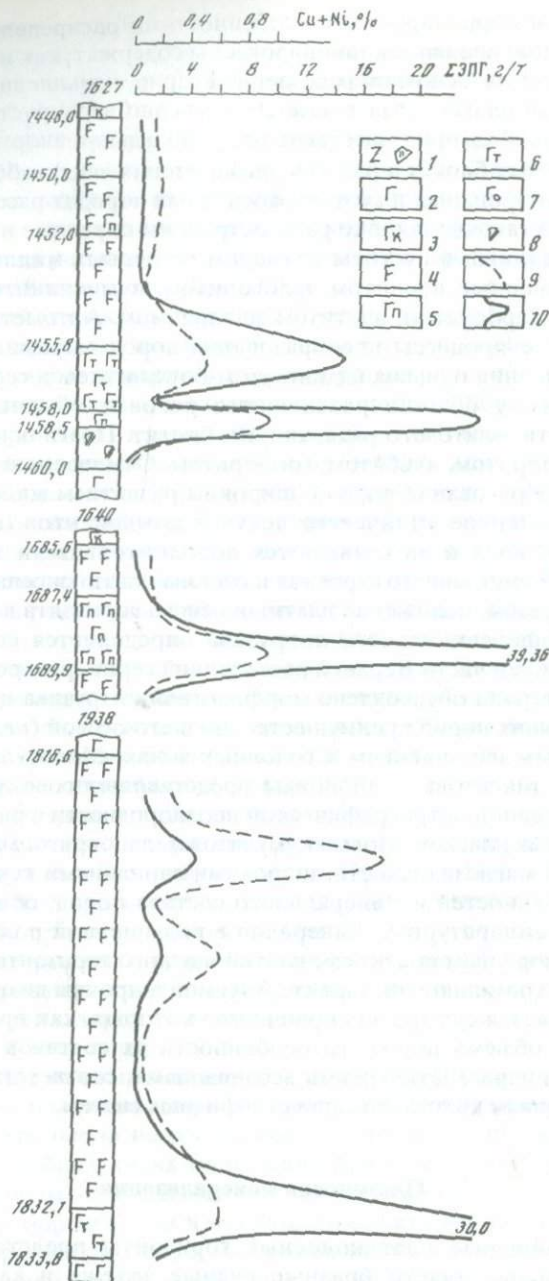


Рис. 2. Вариационные диаграммы содержаний Cu+Ni и ΣЭПГ в горизонте такситовых габброидов Верхней расчлененной серии Талнахского интрузива

1 – лавобрекчия; 2 – безоливиновые габбро-долериты; 3 – контактовые габбро-долериты; 4 – лейкогаббро; 5 – пикритовые габбро-долериты; 6 – такситовые габбро-долериты; 7 – оливиновые габбро-долериты; 8 – габбро-диориты; 9 – содержания Cu+Ni; 10 – содержания платиноидов

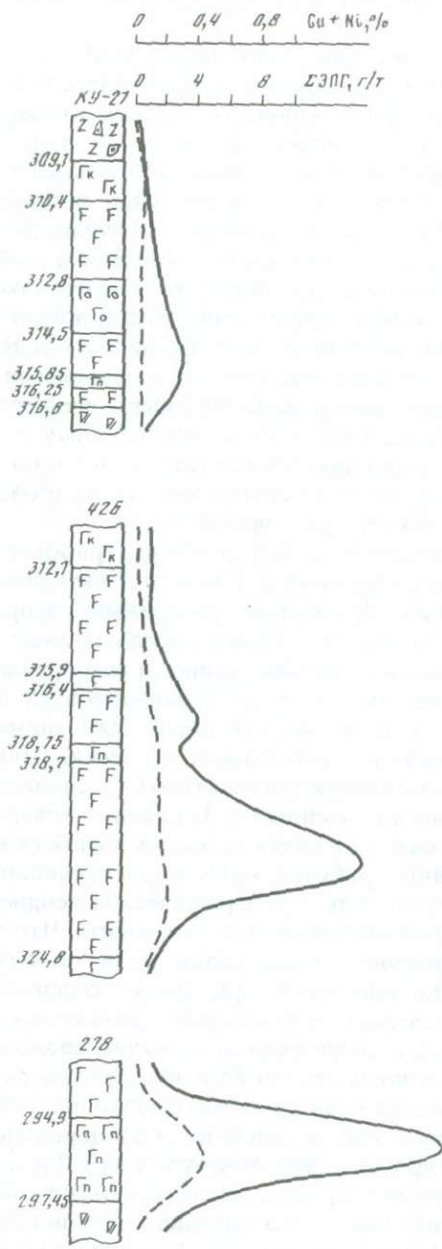


Рис. 3. Вариационные диаграммы содержаний $Cu+Ni$ и $\Sigma ЭПГ$ в горизонте такситовых габброидов Верхней расслоенной серии интрузива Норильск-1

Условные обозначения см. на рис. 2

рассматриваемых платиноносных горизонтах они превышают 5 и достигают 20 и более.

Установлено, что вся совокупность пород по абсолютным концентрациям платиновых металлов может быть расчленена на две группы. В первую из них входят крупнозернистые (равномернозернистые) массивные лейкогабброиды, включающие линзо- и шпировидные блоки призматически-зернистых пегматоидных габбро-долеритов. Концентрация в них ЭПГ составляет, как правило, сотые и десятые доли г/т, не превышая обычно 1 г/т и лишь в единичных случаях достигая 3 г/т. Эти породы характеризуются относительно пониженной ролью сульфидов и хромшпинелидов. Вторая группа пород отличается максимально выраженной петрографической неоднородностью и представлена такситовыми габброидами, включающими обособления хромсодержащих ультраосновных пород (вплоть до хромититов) с обильными фтор-, хлор- и гидроксилсодержащими минералами. Рядовые концентрации ЭПГ в этих породах сопоставимы с таковыми во вкрапленных и массивных пирротиновых платино-медно-никелевых рудах – 3–6 г/т, но часто достигают содержаний, характерных для богатых медью руд (более 10 г/т), редко 30–40 г/т, а в отдельных штучных пробах 60 г/т.

Весьма неравномерный характер концентрирования платиновых металлов в исследуемых горизонтах фиксируется как по латерали, так и в вертикальном сечении. Приводимые диаграммы распределения содержаний платиновых металлов в малосульфидных платиноносных горизонтах Талнаха (рис. 2) и Норильска-I (рис. 3) подобраны таким образом, чтобы показать несколько типичных вариантов их неравномерного концентрирования: 1) резко выраженный один аномальный всплеск (более 30 г/т); 2) два-три аномальных всплеска, один из которых с максимально высокими содержаниями суммы платиноидов (более 20 г/т), а другие – с заметно пониженными; 3) плавное повышение к нижней части разреза с относительно низкими содержаниями суммы платиноидов (1–5 г/т). Усложнение рисунка кривых распределения платиновых металлов зависит от степени петрографической неоднородности пород вертикальных сечений платиноносного горизонта. Что касается кривых распределения суммарных содержаний меди и никеля, то они в значительной степени повторяют вариограммы содержаний платиновых металлов, хотя и не следуют им полностью. Связь между концентрациями цветных металлов и платиноидов достаточно сложная. В целом же повышенная платиноносность свойственна тем разрезам, в которых повышаются содержания меди и никеля. Однако при одних и тех же или близких содержаниях этих компонентов концентрация платиновых металлов в частных пробах может отличаться на 1–2 порядка.

Элементы платиновой группы исследуемых платиноносных горизонтов, как и в рудных горизонтах платино-медно-никелевых месторождений, имеют две формы проявления: 1) в виде твердых растворов в сульфидных рудных минералах; 2) в виде собственных минералов.

Наиболее ярким и конкретным примером образования твердых растворов в рудных минералах является установленное вхождение палладия в качестве примеси в состав пентландита, где концентрация его

Состав минералов платиновой группы (в мас.%) малосульфидных платиноносных горизонтов

Минерал	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	Sn	Sb	As	Pb	Te	Bi	S	Сумма
Котульскит-оловянистый	Не обн. 0,41	44,00 52,16	-	Не обн. "	Не обн. "	0,13 13,68	Не обн. "	Не обн. "	Не обн. "	53,90 34,22	Не обн. "	-	98,03 100,47
котульскит, сросток	2,54	47,69	-	"	"	13,55	0,07	"	"	32,94	"	-	96,79
Эвягинцевит	0,47	58,24	-	-	-	Не обн.	Не обн.	"	40,05	Не обн.	1,82	-	100,58
Атокиит	2,31	66,89	-	-	-	18,56	"	"	7,89	"	2,16	-	97,81
свинцовистый	2,54	67,08	-	-	-	18,96	"	"	6,99	0,07	3,15	-	98,79
Атокиит-свинцовистый атокиит, сросток	2,07 0,44	64,13 65,40	- -	- -	- -	12,87 13,73	" "	" "	11,75 16,01	6,61 Не обн.	2,32 0,03	- -	99,75 97,61
	0,36	70,34	-	-	-	24,72	"	"	1,58	"	1,50	-	98,50
Высоцкий	2,53	63,75	-	9,67	-	Не обн.	"	"	Не обн.	-	-	23,97	99,92
Pt ₂ Fe	86,08	2,14	10,36	0,63	0,83	-	-	"	-	-	-	0,48	100,52
Меренскит	Не обн.	29,58	Не обн.	Не обн.	Не обн.	-	-	"	-	48,56	21,86	-	100,00
Сперрилит	"	55,93	-	-	-	-	-	43,25	-	-	-	0,44	99,62
Pd ₃ (Sb, As) ₂	-	71,19	-	-	-	-	28,52	3,14	-	-	-	0,08	102,93
Мончеит	37,85	5,27	-	-	-	-	-	0,71	-	45,61	7,73	-	97,17
(Pd, Ni) ₂ As	0,41	48,82	0,40	17,89	-	-	32,77	-	-	-	-	-	100,29

Примечание. Прочерк - не определялось. Анализы выполнены в ИГЕМ РАН. Аналитик Г.Н. Муравецкая.

составляет от 30–100 до 300–500 г/т и достигает иногда 1000 г/т. Родий концентрируется в пирротине и пентландите (около 1 г/т), а также в сперрилите. Содержание в пирротине иридия составляет около 0,1 г/т. В арсенидах и сульфоарсенидах никеля и кобальта – герсдорфите, кобальтине, никелине, маухерите – концентрация платины и палладия достигает первых процентов.

Выделения собственно платиновых минералов составляют основную долю концентрирования ЭПГ. При этом состав платиновой минерализации довольно разнообразен (см. таблицу). Платиновые минералы представлены: сульфидами (куперитом и висоцкитом); сплавами платины и железа (Pd_2Fe , реже тетраферроплатиной); арсенидами – сперрилитом, Pd_5As_2 , Pd_3As , $(Pd, Ni)_2As$; стибнидами, арсеностаннидами и стибноарсенидами – стибнопалладинитом, $Pd_2(Sn, As)$, $Pd_2(As, Sb)$, $Pd_3(Sn, As)$; станидами – атокитом, платиновым и свинцовым атокитом; плюмбидами – звягинцевитом; теллуридами – котульскитом, оловянистым котульскитом, мончеитом, меренскитом. Минералы платиновых металлов образуют обычно самостоятельные выделения, но нередко они представлены биминеральными сростками: сперрилит + $Pd_3(Sn, As)$; сперрилит + стибнопалладинит; тетраферроплатина + Pt-атокит; котульскит + оловянистый котульскит. Иногда в сростках участвуют три и более минеральных вида: сперрилит + $Pd_2(Sn, As)$ + $Pd_2(As, Sb)$ + Pt-атокит; сперрилит + Pt_2Fe + Pd_3As и др. Часто в сростках с платиновыми минералами участвуют сульфоарсениды и арсениды никеля и кобальта. Последние обнаруживают примесь элементов платиновой группы.

Сульфидная и хромитовая минерализация

Сульфидная минерализация и широкое развитие хромшпинелидов являются, как отмечено выше, типоморфными признаками исследуемых платиноносных горизонтов. Сульфиды развиты как в лейкократовых такситовых габброидах, так и в меланократовых обособлениях, не превышая в среднем 1–2% объема пород при максимальном количестве до 3% в блоках пикритов, троктолитов и других субультраосновных образований [1]. При этом повышенная роль сульфидов фиксируется в участках развития ассоциации вторичных водосодержащих минералов, а также скоплений хромшпинелидов. Последние распределены весьма неравномерно и имеют широкий диапазон составов, что соответствует разнообразию минерального и химического состава пород.

Выделяются несколько парагенетических ассоциаций сульфидов. Главные из них – пирротин + пентландит и пирротин + халькопирит + пентландит – характерны для всех продуктивных интрузивов, но наиболее отчетливо проявлены в интрузиве Норильск-I, где нередко отмечается и существенно пирротиновая минерализация (до 3–5% халькопирита). Пирротин в первой ассоциации представлен моноклинной модификацией, концентрация никеля в нем составляет около 1,5 мас.%, а кобальта – 0,12%. Пентландит в пирротине образует редкие пластины и характеризуется умеренной концентрацией никеля при повышенной кобаль-

тистости. Во второй ассоциации пирротин также обычно моноклинный, хотя и отмечаются сростки моноклинной и гексагональной разновидностей. Концентрация никеля не превышает 1 мас. %.

В платиноносных такситовых габброидах интрузивов Талнахского рудного узла и Норильска-I развита также сульфидная минерализация с парагенезисом халькопирит + Ni-пентландит и халькопирит + Ni-пентландит + миллерит.

Характерной особенностью такситовых габброидов интрузива Норильск-I является, помимо главных ассоциаций сульфидов, развитие минерализации с парагенезисом троилит + кубанит + Fe-пентландит. Здесь же отмечается самородная медь совместно с магнетитом, замещающим сульфиды. В аналогичных породах Талнахского рудного узла проявлена ассоциация халькопирит + миллерит + Ni-пирит, возникающая на поздних стадиях формирования минерализации как в процессе эволюции сульфидно-флюидной системы, так и при замещении первичных сульфидов.

При формировании сульфидов вторичной ассоциации пирротин замещается пиритом ± магнетитом, а пентландит – миллеритом, миллеритом + пентландитом, реже пиритом. Возникает ассоциация миллерит ± халькопирит ± пирит. Пирротин часто замещается нерудными вторичными минералами – хлоритом, пренитом и др.

Исследования хромитовой минерализации показывают, что шпинелиды характеризуются прежде всего общей высокой титанистостью и низкой магнезиальностью, что сближает их с составами хромитов из пикритовых габбро-долеритов Основной расслоенной серии норильских интрузивов и не характерно для хромитов расслоенных интрузивов альпинотипных ультрабазитов [1]. Вместе с тем хромшпинелиды исследуемых платиноносных горизонтов обладают рядом особенностей, отличающих их от хромшпинелидов Основной расслоенной серии. Они образуют несколько эволюционных рядов. Первый из них практически совпадает с полным рядом рассеянных хромитов Основной расслоенной серии и включает хромистые магнетиты. Второй характеризуется пониженной железистостью, но большей глиноземистостью, а третий представлен хромшпинелидами с чрезвычайно высокой глиноземистостью.

Хромшпинелиды образуют как рассеянную вкрапленность, так и сегрегационные скопления. Рассеянная вкрапленность распространена главным образом в лейкократовых габброидах, но отмечается и в обогащенных оливином породах. В последних шпинелиды характеризуются наиболее высокой хромистостью, а в лейкократовых габброидах они подчинены титаномагнетиту и ильмениту. Общей чертой рассеянных шпинелидов является их высокая титанистость.

Наиболее обогащены шпинелидами меланократовые породы. Кроме рассеянной минерализации, в них распространены своеобразные сегрегационные сгустки, а нередко различного рода червеобразные обособления – хромтиты. Валовое содержание хрома в меланократовых породах платиноносных горизонтов достигает 1,5–3,0 мас. % и более, в то время как в массивных лейкократовых габброидах оно редко превышает

0,1 мас.% [1]. Хромиты образуют сеть мелких (до 0,1 мм) округлых и октаэдрических зерен с четкими ограничениями сегрегационных обособлений. Зерна хромита концентрируются главным образом в плагиоклазе и клинопироксене, реже в оливине. Состав хромшпинелидов из сегрегаций в отличие от рассеянных обладает наименьшей титанистостью, концентрация же в них глинозема коррелируется с содержанием окиси магния.

Отмечаемые особенности состава хромшпинелидов позволяют прийти к выводу, что они зависят от разнообразия и контрастности пород, слагающих малосульфидные платиноносные горизонты. Максимальная обогащенность хромшпинелидами свойственна участкам пород наиболее высокой петрографической неоднородности, которые содержат и наибольшее количество платиновых металлов.

Представления о геолого-генетической модели формирования малосульфидного платинометалльного оруденения

Разработка модели малосульфидного платинометалльного оруденения представляет собой самостоятельную проблему магматических рудных месторождений. Стратиформные платиноносные залежи свойственны различным типам гипербазит-базитовых расслоенных интрузивов. Вместе с тем эти месторождения очерчиваются достаточно широким набором геолого-петрологических признаков, свидетельствующих об универсальном характере процессов, приводящих к их образованию. Наиболее отчетливо платиноносные горизонты проявлены в двух главных типах интрузивов. К первому из них относятся ритмично-расслоенные плутоны норит-ортопироксенит-гарцбургитовой формации, образующиеся в условиях мезоабиссальной и абиссальной глубинности. Они приурочены к трансформным разломам кратонов или консолидированных подвижных поясов. Примером таких плутонов являются Бушвельд, Стиллутер, Мончегорский. Развитие в них богатых сульфидами платино-медно-никелевых руд является довольно ограниченным, а их потенциал определяется распространением протяженных, но маломощных платиноносных горизонтов, таких как Риф Меренского, J-M Риф и др. Ко второму типу массивов относятся гиабиссальные дифференциальные интрузивы габбро-клинопироксенит-верлитовой формации, связанные с вулкано-интрузивными рудно-магматическими ассоциациями и приуроченные к внутриконтинентальным рифтогенным структурам [1, 3, 8]. Важнейшая отличительная черта этой группы массивов – проявление в связи с ними нескольких типов сульфидного платино-медно-никелевого оруденения, в том числе богатых руд. Продуктивные интрузивы Норильского района являются одними из наиболее ярких примеров этих массивов, для которых характерно также развитие малосульфидных платиноносных горизонтов.

Относительно генезиса платиновых металлов существует несколько концепций, из которых можно выделить две основные. Одна из них, предложенная С. Камбелом, С. Барнсом, А.Дж. Налдреттом [10, 11],

предполагает многофазность развития магматической системы. Главным фактором привноса рудообразующих компонентов является взаимодействие дополнительной сульфидоносной магмы и расслоенной серии, способствующее концентрированию платиновых металлов. Вторая концепция, которую выдвигают Е. Штумфль, Е. Кинloch и др. [12, 13], основана на признании ведущей роли глубинных флюидов в привносе платиновых металлов и их повышенном концентрировании. При этом флюидопотоки контролируются гипотетическими магмоподводящими каналами, предопределяющими распределение платиноидов.

Нам представляется, что предлагаемые концепции не могут объяснить закономерности внутреннего строения и положение платиноносного горизонта в вертикальном сечении интрузивов. Совершенно очевидно, что в генерализованной схеме строения гипербазит-базитовых расслоенных интрузивов горизонты малосульфидной платинометальной минерализации контролируются зонами нарушения упорядоченной стратификации. Как в ритмично-расслоенных плутонах, так и в лентовидных интрузивах норильского типа эти зоны обычно приурочены к габброидным частям разрезов, расположенным по вертикали выше Основной расслоенной серии или на значительном удалении от ее ультраосновных куमुлатов. Выше показано, что малосульфидные платиноносные горизонты норильских интрузивов образованы совокупностью пород преимущественно лейкогабброидного состава с включениями шлировидных блоков пикритов, троктолитов, клинопироксенитов, хромититов. Петрографическая неоднородность пород подчеркивается широким развитием поздних ассоциаций породообразующих минералов с высоким содержанием летучих компонентов. Эти минералы находятся иногда в сростании с рудообразующими сульфидами или непосредственно с минералами платиновых металлов. Характерная черта платиноносных горизонтов заключается в совмещении ассоциаций первичных и вторичных сульфидов. Важнейшей особенностью таких горизонтов является высокая степень обогащенности их платиновыми металлами в расчете на объем сульфидов.

Количественное распределение платиновых металлов в гипербазит-базитовых расслоенных интрузивах зависит от целого ряда физико-химических свойств, которые определяют их поведение в сульфидно-силикатных магматических рудообразующих системах [8]: они являются микрокомпонентами сульфидно-силикатных расплавов; обладают свойствами самородных элементов, что противодействует их растворимости в сульфидно-силикатных жидкостях; значительная часть природных соединений платиновых металлов имеет температуру солидуса более высокую, чем многие силикаты и рудообразующие сульфиды, в связи с чем они могут быть наиболее ранними продуктами магматической кристаллизации; обладают высокой склонностью к комплексообразованию, что определяет возможность длительного существования в остаточных жидкостях. Эти главные особенности поведения платиновых металлов при учете многообразия обстановок и многокомпонентности систем, в которых они участвуют при рудообразовании, позволяют судить о весьма широких их возможностях в миграции и формировании различ-

ных конечных состояний. В связи с этим в основу разработки концепции платинометалльного рудообразования должен быть положен анализ поведения платиноидов в системе силикатный расплав—сульфидная жидкость—флюид. Однако в настоящее время могут быть сделаны лишь некоторые качественные оценки поведения платиновых металлов.

На мантийных уровнях магмообразования и ранних этапах дифференциации расплавов поведение платиновых элементов определяется соотношением силикатной и сульфидной жидкостей. Перераспределение металлов между этими жидкостями контролируется состоянием фугитивности кислорода и серы. При высокой фугитивности кислорода, соответствующей устойчивости хромшпинелидов, возможно большее перераспределение платиноидов в силикатно-окисную жидкость, нежели в сульфидную. В этап кристаллизации оливина и понижающейся фугитивности кислорода в расплавах происходит смещение распределения платиноидов в сторону сульфидной жидкости, эволюция и кристаллизация которой предопределяет формирование твердых растворов платиновых металлов в рудообразующих сульфидах. Что касается флюидной фазы, то ее роль заключается не только в экстрагировании петрогенных и рудных компонентов, но и во влиянии на кристаллизацию расплавов.

Формирование малосульфидного платинометалльного оруденения рассматривается нами с позиции высокой роли флюидной фазы. При этом учитывается, что одним из главных свойств флюида, сосуществующего с гипербазит-базитовым расплавом, является его обогащение с понижением температуры и давления такими компонентами, как H_2 , HCl , HF , H_2O и др. Это резко увеличивает его экстрагирующие свойства в отношении компонентов, в том числе платиновых металлов, не участвующих в процессах ранней кристаллизации расплавов.

Распределение платиновых металлов в участках наиболее поздней консолидации массивов, в частности в верхней эндоконтактной зоне интрузивов норильского типа, является результатом перехода их в остаточный флюид и вовлечения в процессы флюидно-магматической конвекции. Происходит последовательное сужение объема кристаллизующегося расплава, в пределах которого осуществляются процессы конвективного перераспределения вещества с постоянным изменением состава в остаточных зонах. Эти процессы обуславливают локальную петрографическую неоднородность пород, формирование неравновесных минеральных ассоциаций и уровни концентрирования рудогенных компонентов. При этом взаимодействуют две главные тенденции консолидации флюидонасыщенного расплава: формирование закономерной расслоенности в магматической камере и образование критических зон в результате постоянно изменяющегося состава кристаллизующейся жидкости.

Основываясь на изложенных представлениях, вряд ли правомерно для объяснения происхождения горизонтов малосульфидного платинометалльного оруденения привлекать гипотезу внедрений в магматическую камеру дополнительных порций гипербазитового расплава. Нельзя также считать убедительной и гипотезу о флюидном привносе платиновых

металлов в зону рудоотложения из глубинных источников. Это касается как малосульфидного платинометального оруденения интрузивов норильского типа, так и платиноносных горизонтов в ритмично-расслоенных плутонах. Главными препятствиями в объяснении условий формирования платиноносных горизонтов с позиций обозначенных гипотез являются однотипное положение рудоносных горизонтов в общей схеме макрорасслоенности интрузивов, зависимость характера распространения горизонтов от морфологии интрузивов, отсутствие сколько-нибудь определенных признаков дополнительных инъекций гипербазитовых расплавов в интрузивную камеру. Надо полагать, что сульфидные платино-медно-никелевые и малосульфидные платиновые месторождения образуются в результате эволюции единых рудно-магматических систем. Главная же роль в формировании малосульфидных платиноносных горизонтов принадлежит флюидно-магматической конвекции, которая стимулирует кристаллизационную дифференциацию и приводит к развитию аномальных участков в строении интрузивов в процессе консолидации гипербазит-базитовых рудоносных расплавов.

Выводы

Горизонты малосульфидного платинометального оруденения гипербазит-базитовых расслоенных интрузивов представляют собой самостоятельный тип магматических рудных месторождений. Вместе с тем формирование этих месторождений, локализованных в критических зонах интрузивов, т.е. над Основной расслоенной серией, и связанных с аномальным строением и специфическим составом рудовмещающих пород, обусловлено эволюцией единой рудно-магматической системы. Малосульфидное платинометальное оруденение каждого из конкретных расслоенных интрузивов образует рудоносные горизонты, промышленное освоение которых может осуществляться как параллельно отработке известных сульфидных платино-медно-никелевых месторождений, так и независимо от них.

Платиновая минерализация тяготеет к нижней части такситовых габброидов Верхней расслоенной серии и совпадает с участками разреза максимальной петрографической неоднородности пород. Эта закономерность распределения малосульфидной платинометальной минерализации определяется как главная типоморфная характеристика рассматриваемого оруденения. Неравномерное распределение среди лейкократовых габброидов блоков и шлировидных обособлений субультраосновных пород сочетается с другими особенностями строения и состава горизонта, которые также определены как типоморфные признаки рудоносности. К ним относятся широкое развитие вторичных минералов, интенсивное проявление процессов автотермоформизма и наложенных преобразований пород, распространение минеральных агрегатов с высоким содержанием летучих компонентов. Все эти признаки в совокупности с хромитовой и сульфидной минерализацией подчеркивают аномальное строение

платиноносного горизонта и позволяют ориентироваться при его распознавании.

Малосульфидные платиноносные горизонты верхних эндоконтактовых зон норильских интрузивов обнаруживают большое сходство с аналогичными пластами комплексов Бушвельд и Стуллуотер, а особенно с J-M Рифом Стуллуотера по преобладанию палладия над платиной. Их объединяют неоднородность петрографического состава, широкое распространение низкотемпературных фаз, содержащих летучие компоненты, развитие вне прямой связи с макростратификацией интрузивов, специфика платинометального оруденения.

Высокая степень концентрирования платиновых металлов в критических зонах ритмично-расслоенных плутонов и дифференцированных интрузивов норильского типа определяется едиными универсальными процессами внутрикамерной дифференциации. Аномальные изменения в последовательности породо- и рудообразования связаны не только с общими закономерностями кристаллизации и осаждения твердых фаз, но и с позднемагматическими процессами при высокой роли флюидной фазы. Главным регулятором в формировании стратиформных залежей руд платиновых металлов является внутрикамерная флюидно-магматическая конвекция, роль которой, по-видимому, весьма значительна как в кристаллизующихся ритмично-расслоенных плутонах, так и в гипербазит-базитовых интрузивах норильского типа. При этом важнейшим фактором является изначальный состав и флюидонасыщенность расплавов, характеризующихся обогащенностью платиновыми металлами.

Л и т е р а т у р а

1. Геология и рудоносность Норильского района / О.А. Дюжиков, В.В. Дистлер, Б.М. Струнин и др. М.: Наука, 1988. 277 с.
2. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 63 с.
3. Дистлер В.В., Дюжиков О.А. Формации сульфидных медно-никелевых месторождений // Генетические модели эндогенных рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1988. С. 166–172.
4. Додин Д.А., Батуев Б.Н. Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971. С. 31–100.
5. Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.А., Шатков В.А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука, 1975. 434 с.
6. Иванов М.К., Иванова Т.К., Тарасов А.В., Шатков В.А. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск-I, Норильск-II, г. Черной) // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971. С. 197–305.
7. Коровяков И.А., Нелюбин А.Е., Райкова З.А., Хортова Л.К. Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 101 с.
8. Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В. Дистлер, Т.Л. Гроховская, Т.Л. Евстигнеева и др. М.: Наука, 1988. 232 с.
9. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений / А.Д. Генкин, В.В. Дистлер, Г.Д. Гладышев и др. М.: Наука, 1981. 234 с.
10. Barnes S.J., Naldrett A.J. Geochemistry of J-M (Howland) Reef of the Stillwater Complex, Minneapolis Adit Area. 1. Sulfide chemistry and sulfide-olovine equilibrium // Econ. Geol. 1985. Vol. 80, N 3. P. 627–645.

11. Campbell S.H., Naldrett A.J., Barnes S.J. A model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Still water Complex // J. Petrol. 1983. Vol. 24, N 2. P. 133-165.
12. Kihloch E.D. Regional trends in the platinum-group minerals; of the Critical Zone of the Bushveld Complex, South Africa // Econ. Geol. 1982. Vol. 77, N 6. P. 1328-1347.
13. Stumpfe E.F., Tarkian M. Platinum genesis: new mineralogical evidence // Ibid. 1977. Vol. 71, N 7. P. 1451-1460.

УДК 553.491.8(470.21)

**Ф.П. Митрофанов, Ю.Н. Яковлев, В.В. Дистлер, Н.Л. Балабонин,
Н.Н. Веселовский, В.С. Докучаева, Т.Л. Гроховская,
С.Ф. Ключин, А.А. Захаров, А.У. Корчагин**

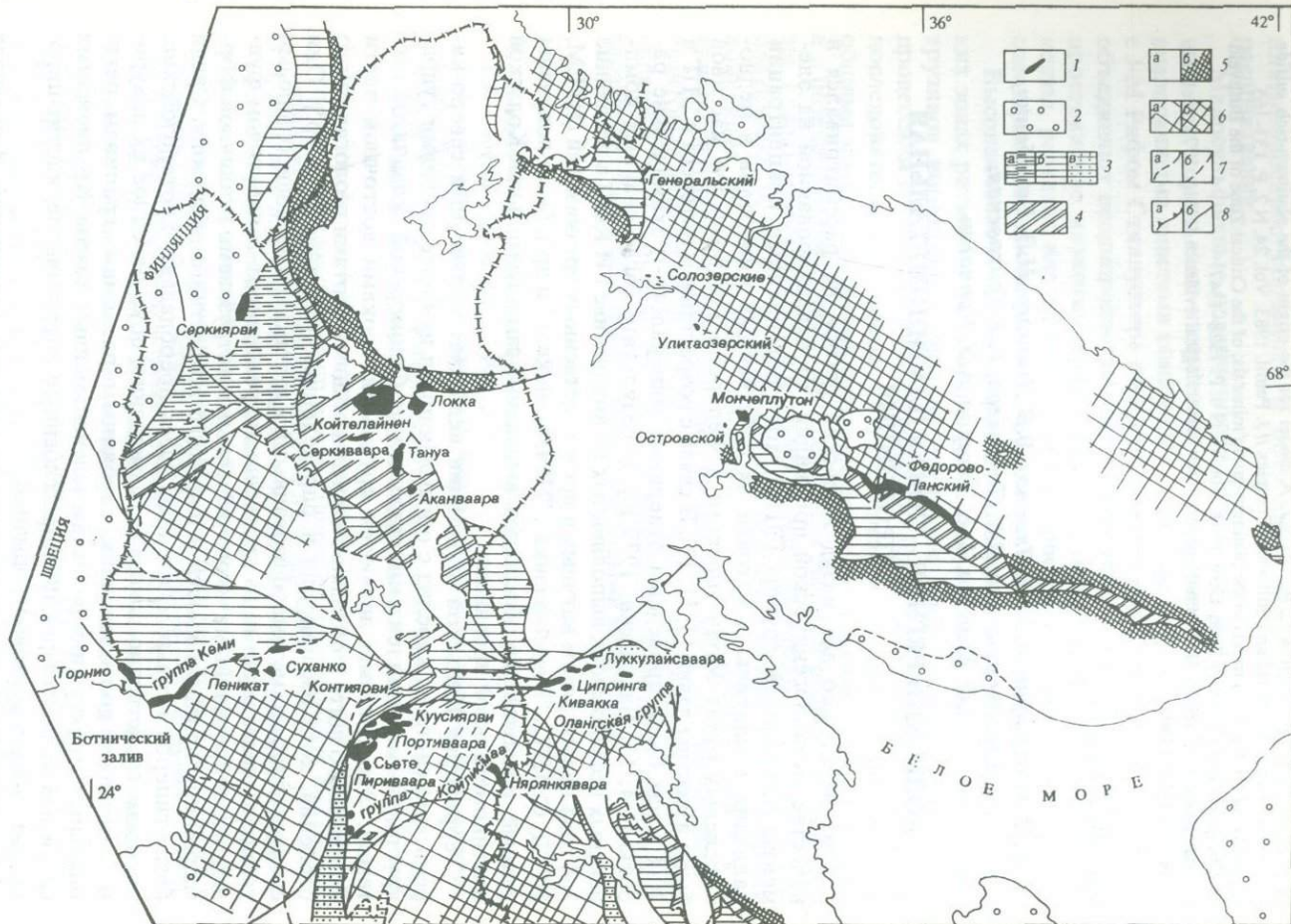
КОЛЬСКИЙ РЕГИОН – НОВАЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Еще несколько лет назад Кольский регион не рассматривался в качестве металлогенической провинции, специализированной на элементы платиновой группы (ЭПГ), хотя повышенные концентрации палладия и платины и находки их собственных минералов в медно-никелевых рудах Мончегорского и Федорово-Тундровского массивов были известны давно [3, 11, 12]. В связи с возрастанием интереса к ЭПГ в 70-х годах были проведены отдельные минералого-геохимические работы [1, 4, 13; Бакушкин, 1979 г.]. В результате согласованных комплексных исследований, выполненных по инициативе ГИ КНЦ в последние 3-4 года целым рядом научных и производственных организаций (ИГЕМ, ИГГД, СЗПГО, "Рудгеофизика", "Печенганикель" и др.), были получены данные, позволившие обосновать выделение самостоятельной Кольской платинометальной провинции.

Территория Кольской провинции включает кольскую и северо-карельскую системы карелид с обрамляющими их более древними супра-крупными комплексами, разделенные беломорской складчатой системой. Эти системы являются крупными блоками восточной части Балтийского щита и обладают многими общими чертами геологического строения, хотя им присущи и определенные различия [7 и др.]. Они сложены глубоко метаморфизованными и интенсивно дислоцированными толщами, залегающими на древнейшем гранодиорит-тоналитовом фундаменте и прорванными многочисленными интрузивами различной формационной принадлежности и широкого возрастного диапазона. Среди базит-гипербазитовых интрузивов здесь преобладают протерозойские, которым свойственно поясовое размещение, обусловленное их приуроченностью к долгоживущим глубинным разломам, границам региональных структур или реликтам зеленокаменных поясов. Крупнейшими среди них являются ритмично-расслоенные интрузивы перидотит-пироксенит-габброноритовой формации.

Геологическая характеристика рудоносных ассоциаций. В пределах провинции выявлены несколько типов комплексного платинометального

© Ф.П. Митрофанов, Ю.Н. Яковлев, В.В. Дистлер и др., 1994



оруденения: 1) малосульфидный; 2) сульфидный (в том числе оксидно-сульфидный); 3) оксидный (и сульфидно-оксидный); 4) черносланцевый. Оруденение первых двух типов ассоциирует с никеленосными базит-гипербазитовыми массивами, оксидное (хромитовое, титаномагнетитовое и магнетитовое) – с массивами других формационных групп и железисто-кремнистыми образованиями, а черносланцевого типа – с различными метаморфическими комплексами, главным образом углерод- и графитсодержащими. Оруденение оксидного и черносланцевого типов почти всегда содержит примесь сульфидов (преимущественно пирротина или пирита), количество которых варьирует широко – от 0,5–1,0 в друзитах, щелочно-ультраосновных массивах до 20–30 об. % в некоторых разновидностях железистых кварцитов, гнейсов, филлитов и метасоматитов по ним.

Как и в других платинометалльных провинциях мира, в Кольской главным является малосульфидное оруденение в ритмично-расслоенных интрузивах, обладающее повышенными (до промышленных) концентрациями ЭПГ; в остальных рудоносных интрузивах и породных ассоциациях содержание платиноидов значительно ниже. В связи с этим платинометалльное оруденение в расслоенных интрузивах рассмотрено более подробно.

Расслоенные интрузивы образуют в регионе два пояса – северный и южный (рис. 1). Первый имеет северо-западное простирание и включает массивы Федорово-Панский, Мончегорский, Имандровский, Улитаозерский, горы Генеральской и ряд более мелких, общая его протяженность около 300 км. Второй пояс вытянут в субширотном направлении более чем на 350 км и включает массивы Олангской группы Северной Карелии (Луккулайсваара, Кивакка, Ципринга и др.) и пояса Нярянкяваара-Торнио Северной Финляндии (Нярянкяваара, комплексы Койлисмаа, Портимо, массивы Пеникат, Кеми и др.) [14].

Интрузивы обоих поясов характеризуются сходными геотектоническими позициями: они приурочены к обрамлениям внутриконтинентальных рифтогенных структур и расположены или на контактах вулканогенных образований этих структур с древними кристаллическими толщами, или среди последних. Наиболее крупные из них к настоящему времени

←
Рис. 1. Схема размещения на Балтийском щите расслоенных базит-гипербазитовых массивов. Составлена В.В. Баржицким и В.Г. Зайцевым по материалам Геологического института КНЦ, ПГО "Севзапгеология" и Геологической службы Финляндии

1 – массивы расслоенных базит-гипербазитов (2450±30 млн лет); 2 – посткарельские образования (1900 млн лет и моложе); 3 – карельские супракрустальные образования (2400–1900 млн лет); а – эффузивно-осадочные, б – с преобладанием в разрезе вулканитов основного состава, в – с преобладанием в разрезе осадочных пород; 4 – лапонийские (сумийские, частью сариолийские) супракрустальные образования (2600–2400 млн лет); 5 – архейские супракрустальные комплексы: а – нерасчлененные, б – фрагменты прилегающих к карельским структурам позднеархейских супракрустальных поясов; 6 – раннепротерозойские щитовые массивы (по И.Б. Борукаеву), выполненные гранито- и гранулитогнейсовыми ассоциациями архея (а), гранулитовыми ассоциациями (б); 7 – геологические границы: а – докарельских и карельских комплексов, б – послекарельских комплексов; 8 – дизъюнктивные позднекарельские нарушения: а – надвигового и взбросового характера, б – с неясной кинематикой

Таблица 1

Возраст (в млн лет) расслоенных интрузивов восточной части Балтийского щита

Интрузив	U-Pb метод	Sm-Nd метод
Имандровский	2397 ± 7	2444 ± 77
Пеникат		2410 ± 64
Койлисмаа (комплекс)	2436 ± 5	
Нярянкяваара	2440 ± 16	
Кивакка	2445 ± 9	2439 ± 29
Гора Генеральская		2453 ± 42
Федорово-Панский	2471 ± 7	2487 ± 51
Мончегорский	2493	

имеют надежные радиологические датировки (табл. 1), которые свидетельствуют о принадлежности их к сумийскому периоду нижнего протерозоя, являющемуся одним из важнейших этапов в истории развития региона. Расслоенным интрузивам обоих поясов свойственно значительное геохимическое сходство, выражающееся в близости начальных изотопных отношений ряда элементов (Pb, U, Sr, Nd), характерных для мантийных источников [9]. Все это указывает на интенсивность сумийской тектоно-магматической активизации Балтийского щита и относительную однородность мантийного субстрата в тот период, что в конечном счете определяет главные черты состава самих интрузивов как производных толеитового магматизма и ассоциирующего с ними комплексного оруденения.

В северном поясе полнее других исследованы массивы Федорово-Панский (рис. 2) и Мончегорский, а в южном – Луккулайсваара (рис. 3). Федорово-Панский интрузив является крупнейшим в провинции: на современном эрозионном срезе длина его составляет около 80 км, ширина 0,5–6,0 км, общая площадь около 250 км²; площадь Мончегорского массива 65 км², массива Луккулайсваара – 30 км², остальные имеют меньшие размеры.

Тектоническими нарушениями все интрузивы разбиты на ряд блоков, строение и рудоносность которых отличаются некоторыми особенностями, обусловленными выходом на дневную поверхность различных участков разрезов. В целом всем им присущи главные черты строения, свойственные расслоенным интрузивам: ритмичное чередование в разрезах пород (преимущественно базитов), различающихся по степени расслоенности, составу и соотношению кумулятивных и интеркумулусных фаз. Для них характерна общая направленность смены снизу вверх основных структурных единиц (зон): от краевых зон базитов (такситовых и мелкозернистых) через зоны гипербазитов (плагипироксенитов, лерцолитов) к чередованию зон базитов разного состава и строения (норитов и габроноритов, массивных и расслоенных) и венчающим исследованные разрезы габбро (оливиновым и кварцсодержащим). В Федорово-Панском интрузиве выделены шесть таких зон, в массиве Луккулайсваара – семь; мощность их изменяется от 50–60 до 1000–1500 м. Горизонты тонкорасслоенного строения приурочены к существенно базитовым зонам средних частей разрезов и представлены закономерным чередованием пород от пироксенитов до анортозитов.



Рис. 2. Схема геологического строения Федорово-Панского интрузива. Составлена В.С. Докучаевой

1 – архейские гранито-гнейсы и диорито-гнейсы; 2 – габброиды Цагинского массива; 3 – метавулканыты и сланцеватые амфиболиты (кукшинская свита); 4 – метавулканыты с линзами аркозовых песчаников (сейдореченская свита); 5 – щелочные граниты Белых Тундр; 6 – дайки габбро-долеритов; 7–17 – зоны и горизонты интрузива: 7 – кварцсодержащие габбро с ильменитом, 8 – чередование оливинсодержащих и безоливиновых грубозернистых габбро, 9 – оливинсодержащие лейкогаббро, 10 – чередование оливиновых и безоливиновых габбро и габброноритов, 11 – габбронориты с прослоями габбро, 12 – чередование оливиновых габброноритов, троктолитов (верхний расслоенный горизонт), 13 – чередование норитов, плагиоклазовых ортопироксенитов и габброноритов (нижний расслоенный горизонт), 14 – нориты с прослоями ортопироксенитов, 15 – рассланцованные породы, 16 – геологические границы (а – интрузива, б – вмещающих пород), 17 – элементы залегания расслоенности; 18 – тектонические нарушения; цифры на схеме – блоки: 1 – Федорово-Тундровский, 2 – Ластыярский, 3 – Западно-Панский, 4 – Восточно-Панский

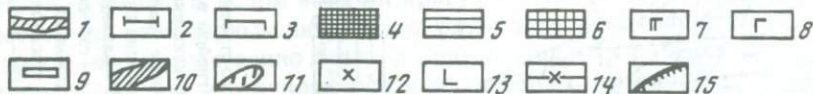
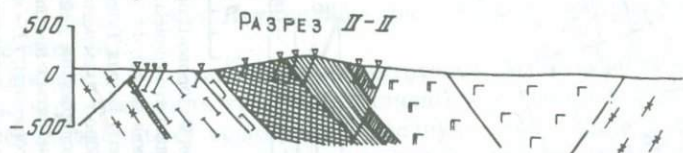
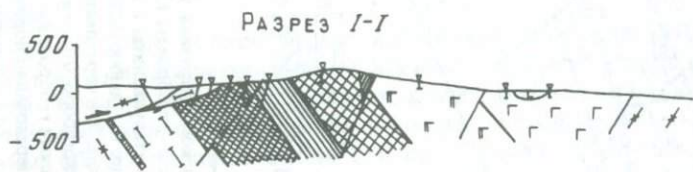
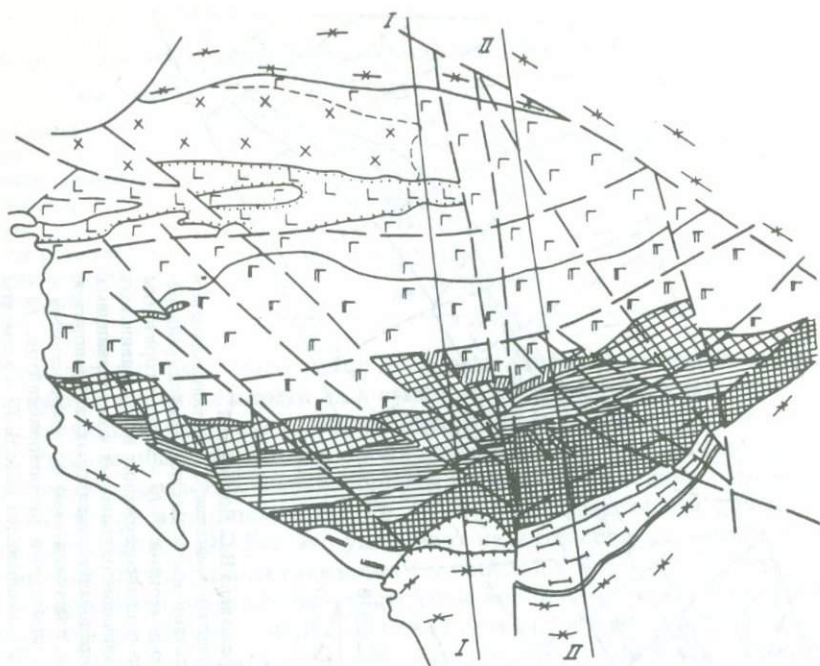


Рис. 3. Схема геологического строения массива Луккулайсваара

1-8 - зоны массива: 1 - габброноритов нижней краевой зоны, 2 - перидотитов, 3 - пироксенитов, 4 - нижняя норитовая, 5 - критическая, 6 - верхняя норитовая, 7 - габброноритов, 8 - габбро; 9 - пегматоидное габбро; 10 - микрогаббронориты; 11 - дайки диабазов; 12 - диоритовые плагиопорфиры и гранофировые граниты; 13 - вулканиты сариолия; 14 - гнейсо-диориты и плагиограниты; 15 - надвиг

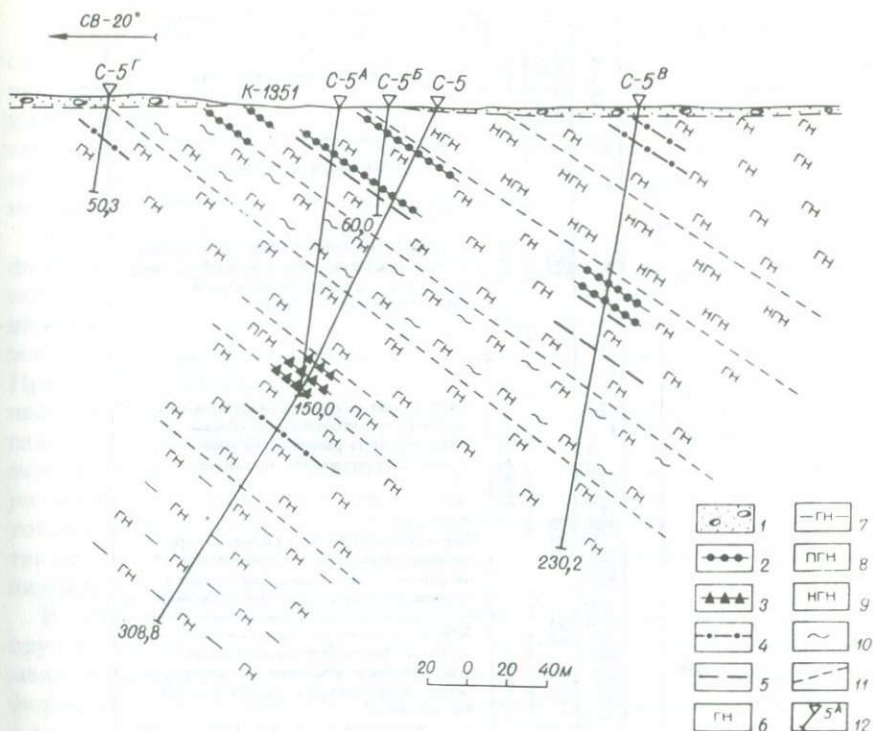


Рис. 4. Геологический разрез нижнего расслоенного горизонта, Западно-Панский блок. Составлен В.С. Докучаевой, Н.Н. Веселовским

1 – четвертичные отложения; 2, 3 – комплексная медно-никелевая и ЭПГ минерализация; 4 – прослои лейкогабброноритов–плагноклазитов; 5 – прослои меланократовых и мезократовых норитов; 6 – мезократовые массивные и трахитоидные габбронориты; 7 – габбронориты с прослоями норитов, лейкократовых габброноритов и плагноклазитов; 8 – габбронориты с пегматоидными кварц-полевошпатовыми образованиями; 9 – габбронориты с многочисленными прослоями норитов; 10 – измененные и рассланцованные породы; 11 – границы распространения пород; 12 – скважины и их номера

Возрастные соотношения базит-гипербазитовых массивов других формационных групп еще не вполне ясны. По геологическим данным [6], среди никеленосных массивов наиболее древними (архейскими) считаются вебстерит-габброноритовые (Ловноозерский район), габбро-гипербазитовые (Восточно-Печенгский) и гипербазитовые (Аллареченский), а наиболее молодыми – габбро-верлитовые (Печенгский район). Последние имеют и достоверно определенный возраст 1,9–1,8 млрд лет. Массивам с оксидным оруденением свойствен широкий возрастной диапазон – от нижнепротерозойских (Имандровский, Лесная Варака и др.) до палеозойских (Ковдорский и др.), но точных геохронологических данных для них пока нет.

Метаморфические образования с комплексным оруденением относятся к архейским (гнейсы, амфиболиты, железистые кварциты) и протерозойским (филлиты, метасоматиты по ним); геохронологически они не охарактеризованы.



Рис. 5. Сводный разрез массива Луккулайсваара

1 — перидотиты; 2 — пироксениты; 3 — нориты; 4 — оливинные нориты; 5 — троктолиты; 6 — габбронориты; 7 — оливинные габбронориты; 8 — плагноклазиты; 9 — микрогаббронориты; 10 — габбро; 11 — титаномагнетитовое габбро; 12 — гранофировые диориты и граниты; 13 — породы критической зоны

Локализация и особенности состава комплексного оруденения. В расчлененных интрузивах комплексное малосульфидное оруденение приурочено к различным участкам нижних и средних частей их разрезов. Оно концентрируется в маломощных горизонтах наиболее контрастного строения, резкой смены структур или тонкого переслаивания различных по составу пород. Количество рудоносных горизонтов варьирует в разных массивах и даже в разных блоках одного массива.

В Федорово-Панском интрузиве комплексное оруденение малосульфидного типа установлено в такситовых габброноритах краевой зоны, в норитовой зоне и на нескольких уровнях габброноритовой зоны – в нижнем расслоенном горизонте (НРГ) и под верхним расслоенным горизонтом (ВРГ). Максимальная концентрация ЭПГ выявлена в НРГ и ВРГ. При этом горизонты имеют довольно сложное строение и включают несколько слоев концентрации комплексного оруденения (рис. 4). В массиве Луккулайсваара оруденение приурочено к трем зонам (рис. 5): верхней части лерцолитов, нескольким уровням пород критической зоны и ритмично-расслоенным норитам с секущими телами микрогабброноритов; наиболее высокие содержания ЭПГ установлены в экзо- и эндоконтактах тел микрогабброноритов, а также в шилровидных обособлениях пироксенитов среди последних.

В базит-гипербазитовых массивах других формационных групп ЭПГ оруденение пространственно совмещено с главным для них – сульфидным медно-никелевым или оксидным, локализация которого определяется формационной принадлежностью интрузивов (их внутренним строением), а также наложенными тектоническими и метаморфогенными преобразованиями, что неоднократно рассматривалось ранее [8, 10]. В метаморфических комплексах особенности распределения ЭПГ еще недостаточно выяснены.

В табл. 2 показаны примеры комплексного оруденения в различных породных ассоциациях в виде суммарных содержаний цветных и платиновых металлов в сульфидной фазе, а также характерных соотношений компонентов. Эти данные позволяют отметить следующее.

Оруденение малосульфидного типа выделяется наиболее высокой концентрацией ЭПГ в сульфидной фазе и обладает многими сходными чертами в различных расслоенных интрузивах. Оно характеризуется существенно палладиевой специализацией, низким содержанием редких ЭПГ и высоким уровнем накопления ЭПГ по сравнению с цветными металлами и серой при различных соотношениях Ni и Cu. Для него показатель также низкое содержание золота и повышенное – серебра. В нем установлены положительные парные корреляции ЭПГ с серебром, медью, никелем, серой, что свидетельствует о связи подавляющей части благородных металлов с сульфидной фазой руд и небольшой – с оксидной или силикатной. Сульфидное оруденение расслоенных интрузивов обладает значительно меньшими (в 3–7 раз) концентрациями и уровнем накопления ЭПГ, в остальном оно аналогично малосульфидному, кроме несколько повышенной роли редких платиноидов в его составе. Исключение составляют придонные гнездово-вкрапленные и прожилковые медные руды Мончегорского плутона – в первых платина

Таблица 2
Суммарное содержание и соотношение цветных и платиновых металлов
в сульфидной фазе комплексных руд Кольского региона

Массив, порода, руда	n	Σ цвет., %	Σ ЭПГ, г/г	Pt/Pd	$\frac{Pt+Pd}{\Sigma \text{ред. ЭПГ}}$	$\frac{\Sigma \text{ЭПГ} \cdot 10^2}{\Sigma \text{цвет.}}$	$\frac{\Sigma \text{ЭПГ} \cdot 10^2}{S}$	$\frac{\Sigma \text{цвет.}}{S}$	Ni/Cu	Ис- точ- ник
Расслоенные интрузивы										
Панский, ВРГ, вкрапленная	13	28,1	409,0	0,07	59,3	1457,0	1136,0	0,78	0,47	1
То же, НРГ	11	28,1	266,3	0,11	37,0	948,5	733,7	0,77	0,77	4
Ластьявр, краевая зона, вкрапленная	43	13,7	18,4	0,18	31,3	134,4	46,7	0,35	1,64	4
Луккулайсваара, вкрапленная		28,0	223,2	0,22	74,6	797,3	645,0	0,81	0,50	2
То же, гнездовая	4	37,6	75,8	0,17	43,8	201,6	218,0	1,08	0,11	1
Мончегорский, пласт ЗЗО, вкрапленная	10	16,7	35,5	0,13	15,9	212,8	93,3	0,44	2,77	1
То же, жилы (НКТ)	45	9,4	7,0	0,11	10,8	74,6	18,2	0,24	2,15	1,2
Имандровский, бедная вкрапленная	9	23,0	5,61	0,00	21,0	24,4	16,5	0,68	2,69	1
Пеникат, АР-II, вкрапленная	3	29,3	1587,4	0,30	42,6	5419,0	4290,0	0,79	3,88	5
То же, АР-I	13	22,0	391,8	0,31	31,4	1780,0	1059,0	0,59	0,48	5
Койлисмаа, вкрапленная	7	28,7	50,3	0,29	10,7	175,2	135,9	0,78	0,53	5
Другие никеленосные интрузивы										
Печенга, вкрапленная	50	11,0	1,06	0,72	6,6	9,6	2,87	0,30	1,82	3
То же, богатая вкрапленная	64	12,7	1,58	0,67	15,7	12,5	4,30	0,34	2,07	3
То же, брекчиевидная	36	8,0	0,71	0,88	7,2	8,8	1,86	0,21	1,97	3
Алларечка, богатая вкрапленная	4	14,1	3,14	0,14	6,9	22,3	8,53	0,38	1,46	1
То же, сплошная	7	15,7	0,99	0,03	2,7	6,3	2,64	0,42	2,73	1
Суэйлагаш, гнездово-вкрапленная	3	5,1	1,75	1,01	3,9	34,4	4,3	0,13	2,38	1
Ловно, то же	3	6,4	1,93	0,16	-	30,2	4,8	0,16	2,29	1
Породные ассоциации с оксидным оруденением										
Имандровский, вкрапленная хромитовая	19	0,61	0,56	8,6	1,76	92,4	-	-	3,12	1
То же, титаномагнетитовая	4	0,50	0,16	2,3	>150	31,4	-	-	0,29	1
Железный, то же	2	0,33	0,22	1,2	0,50	68,4	-	-	0,46	1
Оленегорское, магнетитовая с сульфидами	1	0,02	0,08	0,00	0,14	560,0	4,5	0,01	-	1
Кировогорское, то же	1	0,10	0,11	0,00	0,12	105	0,9	0,01	-	1
Породные ассоциации с силикатно-черносланцевым оруденением										
Печенга, сульфидоносные филлиты	4	0,21	0,05	0,00	>50	24	1,0	0,04	-	1
То же, амфиболиты апотироксенитовые	3	0,15	0,12	0,00	>100	82	19,2	0,24	1,11	1
Прихибинье, серицит-хлоритовые сланцы	4	0,04	0,43	0,12	3,5	1157	11,9	0,01	-	1
То же, карбонатные породы	4	0,02	0,08	0,00	9,7	312	22,1	0,07	-	1
Алларечка, гнейс с графитом и сульфидами	1	0,33	0,09	1,25	>90	27,4	1,1	0,04	-	1
Ловно, гранулит с графитом и сульфидами	1	0,16	0,02	0,00	-	10,6	0,2	0,02	-	1

Примечание. Для породных ассоциаций с оксидным и силикатно-черносланцевым типами оруденения содержания компонентов даны в рудах; в число цветных металлов в последней группе включены свинец и цинк; n – число проб; источники анализов: 1 – ГИ КНЦ, 2 – СЗПГО, 3 – ИГЕМ РАН, 4 – "Механобр", 5 – по [15]; прочерк – нет данных.

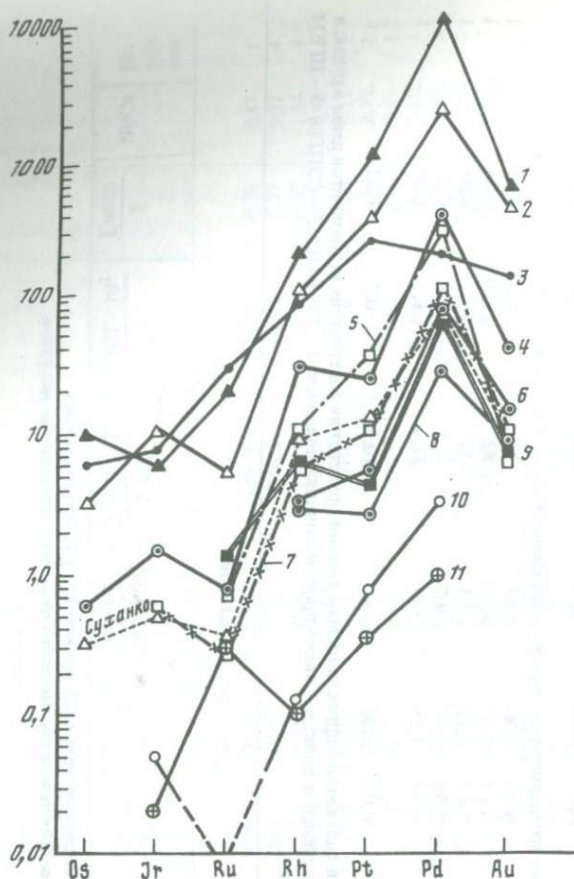


Рис. 6. Распределение благородных металлов в нормализованных по хондриту С 1 массивах Кольского полуострова и других районов мира

Содержания благородных металлов в рудах пересчитаны на 100% сульфидов; 1 – Стиллоутер, J-M Риф; 2 – Пеникат, горизонт AP-II; 3 – Бушвелд, Риф Меренского; 4 – Панские Тундры, нижний расслоенный горизонт; 5 – Луккулайсваара, рассеянная сульфидная вкрапленность; 6 – Федоровы Тундры, норитовая зона; 7 – Луккулайсваара, гнездово-вкрапленное оруденение; 8 – Ластьявр; 9 – Мончегорский массив, пласт 330 м, гора Сопча; 10 – Печенгский массив, вкрапленные руды; 11 – Печенгский массив, брекчиевидные руды

резко преобладает, а во вторых количество платины и палладия примерно одинаковое.

В целом комплексное сульфидное оруденение в расслоенных интрузивах отличается разнообразием минеральных фаз ЭПГ (более 40), многие из которых выявлены в последнее время [3, 15, 16 и др.]. Установлено изменение состава сульфидной и ЭПГ минерализации в разрезах интрузивов, которое в общем виде выражается в смене существенно пирротиновых парагенезисов существенно халькопиритовыми от краевых зон к средним и верхним, сопровождающееся параллельным увеличением роли

палладия в составе руд и снижением содержания висмута в висмутотеллуридах.

В сульфидном оруденении других никеленосных массивов уменьшается (в 3–10 раз) уровень накопления ЭПГ по отношению к цветным металлам и сере. Примечательно, что и накопление цветных металлов, среди которых обычно преобладает никель, здесь, как правило, ниже, чем в рудах расслоенных интрузивов. Это оруденение часто характеризуется более высокой ролью платины и почти всегда – редких платиноидов (родия, рутения, иногда иридия).

Распределение благородных металлов в малосульфидном оруденении расслоенных интрузивов Кольского региона имеет много общего с таковым классических представителей – Стиллиутера, Бушвельда и др. (рис. 6), хотя абсолютные содержания ЭПГ в них различны. Спектр распределения ЭПГ в сульфидных рудах, ассоциирующих с базит-гипербазитовыми массивами других формационных групп, имеет иной вид, что свидетельствует о различных условиях их накопления.

В базит-гипербазитовых массивах с оксидным оруденением (расслоенных, клинопироксенит-верлитовых, щелочно-ультраосновных и др.) или безрудных (друзитовый комплекс) общее содержание ЭПГ очень низкое (в 5–10 раз ниже, чем в никеленосных массивах и в 50–100 раз – чем в расслоенных). Как правило, платина преобладает над палладием, а редкие ЭПГ играют существенную роль в их общем балансе (рутений, иридий, реже родий и осмий).

Бедная ЭПГ минерализация в некоторых древнейших метаморфических породах – графитсодержащих биотитовых гнейсах, амфиболитах, железистых кварцитах, углеродистых серицит-хлоритовых и карбонатных породах (см. табл. 2) – характеризуется очень низким содержанием ЭПГ за исключением некоторых разновидностей амфиболитов кольской серии и углеродистых серицит-хлоритовых сланцев карельского комплекса, в которых оно близко к таковому в бедных медно-никелевых рудах. Специализация ЭПГ в метаморфических породах существенно палладиевая, в большинстве проб платина не обнаружена. Редкие платиноиды установлены только в сланцах Имандра-Варзугской зоны (рутений, родий) и железистых кварцитах Приимандровского района (рутений и иридий), причем в последних они преобладают среди ЭПГ.

Таким образом, в целом для большинства платиноносных породных ассоциаций Кольской провинции, прежде всего главных из них – расслоенных интрузивов, характерна существенно палладиевая специализация с низким содержанием платины и редких платиноидов, а также повышенная концентрация серебра. Примерно равные концентрации палладия и платины свойственны некоторым разновидностям медно-никелевых руд, ассоциирующих как с расслоенными интрузивами (Мончегорский массив), так и с массивами других формационных групп. Для таких массивов характерна и более высокая роль редких ЭПГ – родия, рутения, иногда иридия и осмия. Преобладание платины над палладием свойственно всем массивам с оксидным оруденением независимо от их формационной принадлежности и возраста, хотя общее содержание ЭПГ в них очень низкое, а среди ЭПГ нередко преобладают редкие.

Различия общих уровней концентрации ЭПГ, спектров их распределения, соотношений друг с другом и прочими компонентами комплексного оруденения свидетельствуют о разных условиях накопления благородных металлов в конкретных геологических ассоциациях. Судя по имеющимся данным, признаки концентрации ЭПГ прослеживаются в геологической истории провинции от архейских гнейсов и амфиболитов до полеозойских щелочно-ультраосновных массивов, но пик их накопления на значительной части Балтийского щита приходится на сумийский период нижнего протерозоя и связан с формированием ритмично-расслоенных базит-гипербазитовых интрузивов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации. Концентрация ЭПГ в малосульфидном оруденении этих интрузивов на 1–3 порядка выше, чем в остальных магматических и метаморфических породах.

Расслоенные интрузивы Кольской провинции и ассоциирующее с ними комплексное оруденение обнаруживают принципиальное сходство с аналогичными интрузивами других провинций, прежде всего с такими, как Стиллутер, Лак-де-Иль.

Результаты исследований последних лет позволяют считать Кольский регион новой платинометальной провинцией, в которой доминирует малосульфидное оруденение в ритмично-расслоенных гипербазит-базитовых интрузивах, сформировавшихся на сумийском этапе тектоно-магматической активизации Балтийского щита.

Л и т е р а т у р а

1. *Бегизов В.Д., Баташов Е.А.* Платиновые минералы массива Луккулайсваара // ДАН СССР. 1978. Т. 243, № 5. С. 1265–1268.
2. *Генкин А.Д., Журавлев Н.Н., Смирнова Е.М.* Новые минералы – мончеит и котульскит и состав майченерита // Зап. ВМО. 1963. Ч. 92, № 1. С. 33–50.
3. *Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Захаров А.А.* и др. Ассоциации минералов платиновых металлов в расслоенном интрузиве Луккулайсваара, Северная Карелия // ДАН СССР. 1989. Т. 306, № 2. С. 430–434.
4. *Дистлер В.В., Лапутина И.П.* Сульфосенниды никеля и кобальта, содержащие платиновые металлы // Там же. 1979. Т. 248, № 3. С. 718–721.
5. *Дистлер В.В., Лапутина И.П.* Необычная ассоциация минералов платиновых металлов из расслоенного габбро-норит-лерцолитового массива на Кольском полуострове // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 2. С. 103–115.
6. *Ефимов М.М., Докучаева В.С., Смолькин В.Ф.* и др. Основные формационные типы базит-гипербазитов северо-восточной части Балтийского щита (периодизация и особенности размещения) // Петрология и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. С. 3–15.
7. *Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 110 с.
8. Минеральные месторождения Кольского полуострова. Л.: Наука, 1981. 272 с.
9. Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 35 с.
10. Структуры медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 160 с.
11. *Юшко-Захарова О.Е., Черняев Л.А.* О составе и свойствах нигглиита из медно-никелевых руд Мончегорского месторождения // ДАН СССР. 1966. Т. 170, № 5. С. 1164–1166.
12. *Юшко-Захарова О.Е., Черняев Л.А.* Висмутид палладия из Мончегорских руд // Там же. № 1. С. 183–185.

13. Яковлев Ю.Н., Пахомовский Я.А. Минералы благородных металлов в медно-никелевых рудах Аллареченского района // Минералы и парагенезисы минералов медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1982. С. 64–75.
14. Alapieti T.T., Lahtinen J.J. Early Proterozoic layered intrusions in the north-eastern part of the Fennoscandian shield // 5th Intern. Platinum Symp. (Guide to the post-symposium field trip). Espoo, 1989. P. 3–43.
15. Lahtinen J.J., Alapieti T.T., Halkoaho T.A.A. et al. PGE mineralization in the Tornio-Narankavaara layered intrusion belt // Ibid. P. 43–58.
16. Yakovlev Yu.N., Distler V.V., Mitrofanov F.P. et al. Mineralogy of PGE in the mafic-ultramafic massifs of the Kola Region // Miner. and Petrol. 1991. Vol. 43, N 3. P. 181–192.

УДК 553.491.8(470.21)

Ю.Н. Яковлев, В.С. Докучаева

ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Мончегорский плутон является типичным представителем расслоенных интрузивов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации и наиболее изученным среди них на Кольском полуострове в связи с открытием и освоением в 30-х годах ассоциирующих с ним сульфидных медно-никелевых месторождений. Характеристика его строения и никеленосность освещены в обширной литературе [4–6 и др.].

Несмотря на длительный период изучения плутона, проблема его платиноносности до недавнего времени оставалась неясной, хотя сведения о наличии ЭПГ в медно-никелевых рудах были известны давно, а в 60-х годах впервые определены платиновые минералы [2, 7, 8 и др.]. Однако в дальнейшем интенсивность всех исследований в районе резко снизилась из-за прекращения в начале 70-х годов эксплуатации медно-никелевых месторождений, списания с баланса запасов их руд и свертывания геолого-разведочных работ на никель. В начале 80-х годов в связи с возросшим во всем мире интересом к платинометаллому оруденению были проведены минералого-геохимические работы ИГЕМ и СЗПГО, но их результаты остались неизвестны, за исключением статьи [3].

Систематическое изучение платиноносности медно-никелевых руд Мончегорского плутона началось с 1987 г. сотрудниками Геологического института Кольского филиала после создания собственной аналитической базы. Результаты исследований позволяют положительно оценить платинометалльный потенциал плутона и аналогичных массивов района.

Локализация и особенности состава комплексного оруденения. Мончегорский плутон площадью около 65 км² состоит из трех пространственно связанных между собой массивов: Ниттис–Кумужья–Травянная (НКТ), Сопча и Нюд–Поаз. Массивы НКТ и Сопча отличаются в основном мощностью различных толщ пород. В этих разрезах выделяются сле-

Таблица 1

Средние содержания (в мас. %) и соотношения полезных компонентов в медно-никелевых рудах Мончегорского плутона

Тип руды	Ni	Cu	Co	S	Ni/Cu	Ni/Co
Жильные руды массива НТК	5,1	2,6	0,18	31,9	2,0	28,3
Жильные руды массива Сопча	3,42	1,74	0,17	19,8	2,0	20,1
Халькопиритовые прожилковые руды массива НКТ	0,60	8,14	0,042	9,0	0,07	14,3
Гнездово- и прожилково-вкрапленные руды НКТ	0,55	0,25	0,022		2,2	25,0
Гнездово-вкрапленные руды массива Нюд	0,5	0,5	0,02		1,0	25,0
Рассеянно-вкрапленные руды Сопчи ("пласт 330")	0,40	0,20	0,012	1,4	2,0	33,3
Рассеянно-вкрапленные руды донной залежи Сопчи	0,38	0,21			1,8	

дующие зоны (снизу вверх): 1) эндоконтактовые нориты и габбронориты (19–50 м); 2) чередование оливиновых и безоливиновых меланократовых норитов с прослоями плагиогарцбургитов (50–100 м); 3) гарцбургиты (100–200 м); 4) ритмичное переслаивание ортопироксенитов, оливиновых ортопироксенитов и гарцбургитов (250–400 м); 5) ортопироксениты (300–700 м). Мощность массива НКТ уменьшается от 1400–1500 м на юге (гора Ниттис) до 500 м на севере (гора Травянная), что обусловлено различным уровнем эрозионного среза. Мощность массива Сопча уменьшается в восточном направлении от 1700 до 1200 м.

В разрезе массива Нюд-Поаз преобладают породы основного состава, представленные следующими зонами (снизу вверх): 1) эндоконтактовые габбронориты (50 м); 2) меланократовые нориты с прослоями оливиновых норитов и плагиогарцбургитов (150–300 м); 3) ритмичное переслаивание лейко-, мезо- и меланократовых норитов (50–80 м); 4) мезо- и лейкократовые нориты и габбронориты. Мощность массива Нюд-Поаз уменьшается в восточном направлении от 700–800 до 300–400 м. Среди пород плутона развиты жилы габбро-пегматитов, диоритов и гранодиоритов. Материалами буровых работ установлено, что придонная часть массивов НКТ и Сопча имеет форму симметричной мульды, крылья которой наклонены к центру по углам 20–40°, а ось полого погружается в юго-западном направлении; придонная часть массива Нюд-Поаз также мульдообразная, с более пологим наклоном крыльев. Плутон в целом имеет лополитоподобную форму, усложненную многочисленными тектоническими нарушениями, по которым происходило перемещение отдельных его частей. Он пересечен также многочисленными дайками оливиновых и кварцевых долеритов, габбро-диабазов и титанистых долеритов.

Сульфидное медно-никелевое оруденение в плутоне представлено следующими морфологическими типами [4, 5]: жильным, вкрапленным, гнездово-вкрапленным и прожилково-вкрапленным, приуроченными к

определенным частям его разреза. Характеристика состава руд каждого типа приведена в табл. 1.

Снизу вверх по разрезу плутона оруденение локализовано следующим образом. В нижней, придонной части расположены залежи прожилково-и гнездово-вкрапленных руд. В массивах НКТ и Сопча они приурочены к зоне чередования плагиогарцбургитов, норитов и габброноритов, насыщенных пегматоидными образованиями основных пород и ксенолитами вмещающих гнейсов, в разрезе имеют серповидную форму, мощность их изменяется от 40–50 в центральных частях до 20–10 м в краевых. Выше по разрезу в массиве НКТ в зоне гарцбургитов развито так называемое глубинное медное оруденение, представленное невыдержанными по простиранию и падению жилами и прожилками существенно халькопиритового состава. Они выполняют трещины северо-восточного направления и пространственно связаны с жильными габбро-пегматитами. Еще выше, в зоне тонкого переслаивания гарцбургитов и ортопироксенитов массивов НКТ и Сопча, локализованы сульфидные жилы магнетит-халькопирит-пентландит-пирротинового состава, иногда существенно магнетитового. Характерной чертой этих жил является их пространственная связь с пегматитами диоритового состава, которые прослеживаются на продолжении жил по простиранию и падению. В массиве НКТ жилы заполняют систему крутопадающих продольных трещин в осевой его части. Длина их по простиранию изменяется от 100 до 1400 м, протяженность по падению от 30 до 450 м, мощность от нескольких сантиметров до 2–3 м. В массиве Сопча медно-никелевые жилы имеют меньшую мощность, приурочены к зонам расланцевания северо-восточного направления. Наконец, в самой верхней части разреза массива Сопча расположен горизонт вкрапленного оруденения – "пласт 330 м" – пластообразной формы (мощностью 1–5 м), приуроченный к прерывистым слоям гарцбургитов среди ортопироксенитов. Оруденение халькопирит-пентландит-пирротинового состава, содержит повышенное количество хромшпинелидов (3–5%) и магнетита (1–3%), содержание сульфидов изменяется от 0,5–1,0 до 5–7%.

В массиве Нюд-Поаз прожилково-гнездово-вкрапленное оруденение развито как в зоне эндоконтактных габброноритов, так и на расстоянии 200–250 м от контакта массива среди норитов (рудопоявления Нюд-II, "Терраса"). В обоих случаях оруденение приурочено к участкам развития такситовых текстур с большим количеством пегматоидных образований основного и кислого состава, а также переработанных в различной степени ксенолитов вмещающих архейских гнейсов [1], благодаря чему верхний интервал этого оруденения получил название критического горизонта. Наряду с преобладающими вкрапленными рудами здесь широко распространены прожилково-вкрапленные и шлировые. В гнездах и шлирах наблюдается повышенное содержание пентландита и пирротина, в прожилках – халькопирита.

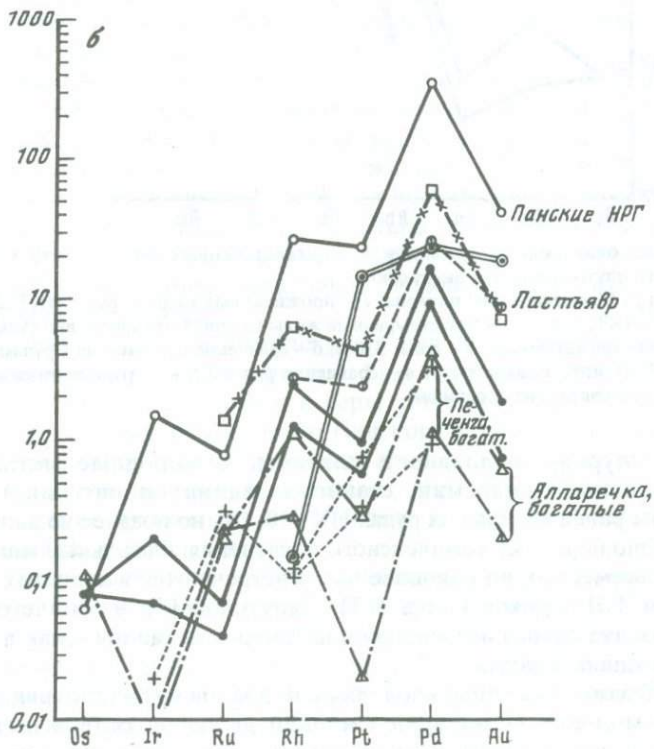
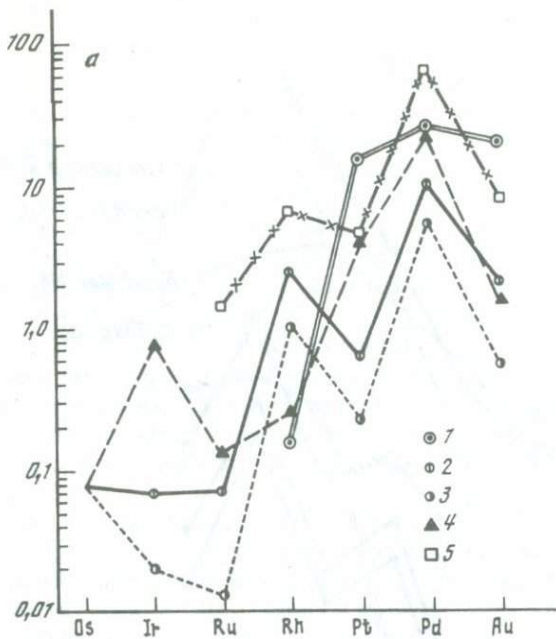
Минералого-геохимические особенности руд. Платинометалльная минерализация Мончегорского плутона по сравнению с другими расчлененными интрузивами не отличается многообразием: здесь выявлены всего 12 минеральных видов, среди которых наиболее распространены

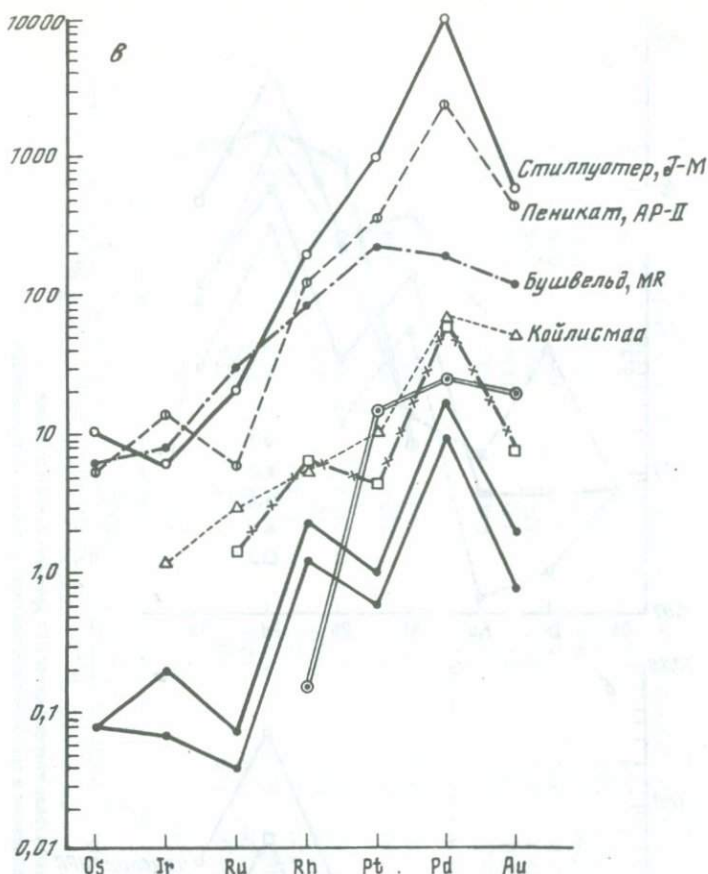
Таблица 2

Суммарное содержание и соотношение цветных и платиновых металлов
в сульфидной фазе комплексных руд Мончегорского плутона

Массив, руда	n	Ni + Cu, %	Σ ЭПГ, г/т	Pt/Pd	$\frac{Pt + Pd}{\Sigma \text{ред. ЭПГ}}$	$\frac{\Sigma \text{ЭПГ} \cdot 10^2}{Ni + Cu}$	$\frac{\Sigma \text{ЭПГ} \cdot 10^2}{S}$	$\frac{Ni + Cu}{S}$	Ni/Cu	Источ- ник
НКТ, придонная, прожилково-вкраплен- ная	14	7,77	17,68	—	—	227,5	45,8	0,20	10,9	1,2
То же, прожилковая "медная"	19	19,0	28,06	1,07	876	147,5	71,4	0,48	0,07	1,2
То же, жильная	45	9,39	7,00	0,11	10,8	74,6	18,2	0,24	2,15	1,2
Сопча, магнетит-сульфидные жилы	24	16,8	10,77	0,13	23,9	64,2	27,8	0,43	12,2	1
То же, существенно сульфидные жилы	12	15,4	8,85	0,03	32,7	57,4	23,2	0,40	81,0	1
То же, апофизы сульфидных жил	5	17,8	17,56	0,03	102,9	98,4	47,8	0,49	60,6	1
То же, существенно магнетитовые жи- лы	12	19,2	17,85	0,32	17,6	93,2	44,3	0,48	2,64	1
То же, вкрапленная, "пласт 330"	10	16,7	35,54	0,13	15,9	212,8	93,3	0,44	2,77	1
Нюд, придонная, вкрапленная	12	5,0	5,69	0,62	2,56	113,0	15,2	0,13	0,92	1
Другие никеленосные интрузивы										
Панский, НРГ, вкрапленная	11	28,1	266,3	0,11	37,0	948,5	733,7	0,77	0,77	4
То же, ВРГ, вкрапленная	13	28,1	409,0	0,07	59,3	1457	1136	0,78	0,47	1
Ластьявр, вкрапленная, краевая зона	43	13,7	18,4	0,18	31,3	134,4	46,7	0,35	1,64	1
Пеникат, АР-I, вкрапленная	13	22,0	391,8	0,31	31,4	1780	1059	0,59	0,48	5
Печенга, вкрапленная	50	11,0	1,06	0,72	6,6	9,6	2,87	0,30	1,82	3
То же, брекчиевидная	36	8,0	0,71	0,88	7,2	8,8	1,86	0,21	1,97	3
Алларечка, богатая вкрапленная	4	14,1	3,14	0,14	6,9	22,3	8,53	0,38	1,46	1

Примечание. n – число проб; источники анализов: 1 – ГИ КНЦ, 2 – СЗ ПГО, 3 – ИГЕМ РАН, 4 – "Механобр", 5 – по [11].





Распределение благородных металлов в нормализованных по хондриту С1 рудах Мончегорского плутона и других интрузивов

a – типы руд Мончегорского плутона: 1 – прожилковые медные руды НКТ; 2 – сульфидные жилы НКТ; 3–5 – магнетит-сульфидные жилы Сопчи; 3 – существенно сульфидные, 4 – существенно магнетитовые, 5 – пласт 330 м; *б* – сравнение руд плутона с рудами других интрузивов Кольского полуострова; *в* – сравнение руд плутона с рудами типичных расчлененных интрузивов других провинций

висмута-теллуриды палладия и платины. Самородные металлы и интерметаллиды (иридосмин, станнопалладинит и нигглиит) были установлены ранее в жильных рудах НКТ [8, 10], но позднее не выявлены в других разновидностях комплексного оруденения. Остальные минералы развиты повсеместно, но наиболее часто встречаются в жильных рудах. По данным Т.Л. Гроховской и И.П. Лапутиной [3], в Мончегорском плутоне развита единая ассоциация платиновых металлов – как в рудах, так и в безрудных породах.

Состав платиновых минералов обычен; для висмута-теллуридов ряда меренскит–мончеит установлен широкий диапазон содержаний всех компонентов, как и в других массивах. В целом минеральный состав

платинометальной минерализации Мончегорского плутона ближе всего к составу комплексного оруденения Федорово-Панского массива, тогда как массивы южного пояса Кольской провинции характеризуются гораздо большим числом минеральных фаз (до 40), главным образом за счет арсенидов и сульфоарсенидов, в том числе редких платиноидов, а также серебросодержащих теллуридов палладия.

Общее содержание платиновых металлов в рудах различных типов изменяется в широких пределах. Устойчиво повышенные и высокие содержания ЭПГ характерны для жильных руд массивов НКТ и Сопча, а также придонных гнездово-прожилковых руд НКТ. Существенно халькопиритовые прожилковые руды отличаются большим колебанием содержаний ЭПГ и в целом высокой их суммарной концентрацией; кроме того, установлено повышенное количество серебра и золота. Бедное вкрапленное оруденение НКТ, Сопчи и Ньюда имеет низкие содержания ЭПГ, но в них обнаружены редкие платиноиды. Согласно последним данным, во вкрапленных рудах "пласта 330" сумма платиноидов достигает иногда 1–2 г/т.

В табл. 2 приведены данные о составе сульфидной фазы комплексных руд Мончегорского плутона и некоторых других массивов. Примечательно, что наиболее высокая концентрация ЭПГ свойственна вкрапленным рудам "пласта 330", немного меньше – прожилковым "медным" и значительно меньше – жильным рудам. В сульфидных зонах Сопчи ЭПГ концентрируются на участках их пережимов и в апофизах, а также в участках, существенно богатых магнетитом. В большей части руд палладий преобладает над платиной, но в вертикальном разрезе массива НКТ отчетливо проявлено закономерное изменение их соотношения: в придонных гнездово-вкрапленных рудах палладий практически отсутствует, в расположенных выше прожилковых "медных" рудах содержания платины и палладия примерно одинаковые, а в верхних жилах сплошных руд палладий значительно преобладает над платиной. Аналогичная, но не столь резко выраженная зональность характерна и для других расслоенных интрузивов (Федорово-Панского, Луккулайсвара, Стиллутер и др.).

Все разновидности комплексных руд Мончегорского плутона по концентрации ЭПГ в сульфидной фазе и уровню их накопления относительно цветных металлов и серы уступают (в 3–10 раз) малосульфидному оруденению Федорово-Панского и других расслоенных интрузивов провинции. В то же время они примерно настолько же превосходят по этим признакам медно-никелевые руды региона, ассоциирующие с базит-гипербазитовыми интрузивами других формационных типов (печенгский, аллареченский и др.).

Спектры распределения благородных металлов в большинстве разновидностей комплексных руд плутона (см. рисунок, а) обладают значительным сходством: они характеризуются крутым подъемом в ряду Os–Pd с минимумами на Ru и Pt и последующим снижением к Au. Заметно выделяются по спектру ЭПГ прожилковые "медные" руды НКТ и существенно магнетитовые разновидности жильных руд Сопчи: первые – высокой концентрацией платины и очень низкой родия (остальные

редкие платиноиды не определялись), а вторые – повышенной концентрацией платины и особенно иридия.

Спектры распределения благородных металлов жильных и вкрапленных руд плутона сходны по морфологии со спектрами руд большинства расслоенных интрузивов как Кольской, так и других провинций (см. рисунок, б, в), хотя обладают меньшей концентрацией почти всех элементов. Прожилковые "медные" руды имеют своеобразный спектр распределения ЭПГ, чем заметно отличаются от остальных разновидностей комплексного оруденения.

Л и т е р а т у р а

1. *Бартенев И.С., Докучаева В.С.* Геолого-структурные особенности и условия образования месторождения Нюд-II // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1975. С. 144–158.
2. *Генкин А.Д., Журавлев Н.Н., Смирнова Е.М.* Новые минералы – мончеит и котульскит и состав майченерита // Зап. ВМО. 1963. Ч. 92, № 1. С. 33–50.
3. *Гроховская Т.Л., Лапутина И.П.* Платиновая минерализация некоторых расслоенных интрузивов Кольского полуострова // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1988. С. 69–73.
4. *Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Козлов Е.К.* и др. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Л.: Наука, 1956. 327 с.
5. *Козлов Е.К.* Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения: На примере Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973. 288 с.
6. *Минералогия медно-никелевых месторождений Кольского полуострова.* Л.: Наука, 1981. 350 с.
7. *Структуры медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова.* Л.: Наука, 1978. 160 с.
8. *Юшко-Захарова О.Е., Черняев Л.А.* Висмутид палладия из Мончегорских руд // ДАН СССР. 1966. Т. 170, № 1. С. 183–185.
9. *Юшко-Захарова О.Е., Черняев Л.А.* О составе и свойствах нигглинта из медно-никелевых руд Мончегорского месторождения // Там же. № 5. С. 1164–1166.
10. *Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Разина И.С., Черняев Л.А.* Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. М.: Недра, 1970. 200 с.
11. *Lahtinen J.J., Alapieti T.T., Halkoaho T.A.A.* et al. PGE mineralization in the Tornio-Narankavaara layered intrusion belt // 5th Intern. Platinum Symp. (Guide to the post-symposium field trip). Espoo, 1989. P. 44–58.

В.С. Докучаева

ПЕТРОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ФЕДОРОВО-ПАНСКОМ ИНТРУЗИВЕ

Массивы Федорово-Панских Тундр, разобщенные на уровне современного эрозионного среза, образуют единый интрузив, относящийся к нижнепротерозойской перидотит-пироксенит-габброноритовой формации [9]. Интрузив простирается в северо-западном направлении на расстояние более 80 км при ширине выходов от 0,5–0,6 до 5–6 км, составляет площадь около 250 км² (рис. 1). Он с различной степенью детальности изучен с поверхности, а также бурением, главным образом в северной краевой части.

Формирование Федорово-Панского интрузива связано с сумийским этапом активизации архейского кратона [14], структурно-тектоническое положение его определяется приуроченностью к глубинным разломам в области сочленения двух крупных разновозрастных структур: архейского Кольско-Норвежского геоблока и нижнепротерозойской Имандра-Варзугской зоны. Абсолютный возраст интрузива, определенный U-Pb методом, исчисляется в 2480 ± 10 млн лет и Sm-Nd методом – 2487 ± 51 млн лет [10].

Федорово-Панский интрузив имеет интрузивные взаимоотношения с вмещающими архейскими гнейсами и занимает секущее положение по отношению к их складчатым структурам. Контакты интрузива с эффузивно-осадочным комплексом Имандра-Варзугской структуры затушеваны тектоническими нарушениями, в общем же структурном плане он занимает секущее положение по отношению к первичным структурным элементам вулканогенно-осадочных пород. Часть интрузива с севера граничит с протерозойскими щелочными гранитами, активно воздействующими на его породы. Интрузив пересечен протерозойским дайковым комплексом габбро-долеритов и кварцевых долеритов, имеющим довольно широкое развитие на его площади.

Серией тектонических нарушений интрузив разбит на ряд крупных частей-блоков, перемещенных относительно друг друга в вертикальном и горизонтальном направлениях, имеющих различный уровень эрозионного среза. С запада на восток на его площади выделены следующие блоки (см. рис. 1): Федорово-Тундровский, Ластьяврский, Западно-Панский и Восточно-Панский. Моноклинально залегающие (аз. пад. 200–230 ЮЗ) первичные текстурные элементы (расслоенность и трахитоидность) полого направлены в центральной части интрузива (\angle пад. 25–35° в Западно-Панском блоке) и более круто в западной (Федорово-Тундровский блок – \angle 40–50°) и восточной (Восточно-Панский блок – \angle 45–60°) его частях. По результатам бурения и геофизическим исследованиям установлено, что контакты интрузива имеют более крутое (45–65 до 80°) с падением на юг залегание, чем первичные текстурные элементы. По геофизическим

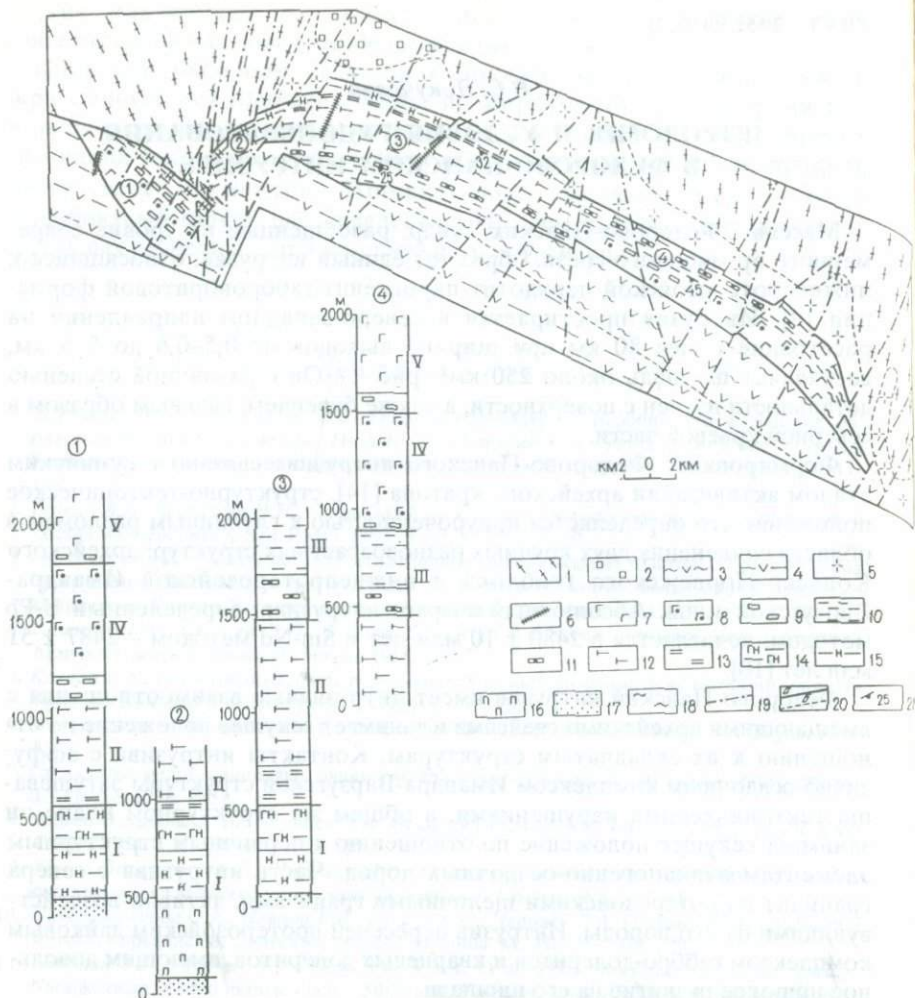


Рис. 1. Схема геологического строения и геологические колонки блоков Федорово-Панского интрузива

Блоки: 1 - Федорово-Тундровский, 2 - Ластыаврский, 3 - Западно-Панский, 4 - Восточно-Панский; 1 - архейские гранито- и диорито-гнейсы; 2 - габбро-лабрадориты Цагинского массива; 3 - метавулканыты и сланцеватые амфиболиты сейдореченской свиты (нижний протерозой); 4 - метавулканыты с линзами аркозовых песчаников сейдореченской свиты; 5 - щелочные граниты Белых Тундр; 6 - дайки габбро-долеритов; 7 - лейкократовое габбро; 8 - оливинсодержащие габбро; 9 - горизонты чередования оливиновых и безоливиновых габбро; 10 - трахитоидные габбро-нориты; 11 - горизонты чередования оливиновых габбро-норитов, плагиогарцбургитов, лейкократовых габбро-норитов; 12 - габбро-нориты с прослоями габбро; 13 - горизонты чередования плагиоклазовых ортопироксенитов, норитов, плагиоклазитов; 14 - габбро-нориты с прослоями норитов; 15 - нориты; 16 - плагиоклазовые ортопироксениты; 17 - такситовые габбро-нориты; 18 - метаморфические изменения пород; 19 - тектонические нарушения; 20 - контакты интрузива (а) и границы распространения пород (б); 21 - залегание первичных структурных элементов; римские цифры - номера мегаритмов

Химический состав главных типов пород Федорово-Панского интрузива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,78	39,68	52,47	50,58	50,96	51,40	53,47	52,01	51,35	51,41
Al ₂ O ₃	16,20	4,16	5,92	12,45	15,87	16,33	6,99	12,17	16,37	19,75
Fe ₂ O ₃	1,74	3,26	2,85	1,76	1,15	1,26	1,09	0,88	0,89	0,95
FeO	7,62	7,83	6,98	7,32	6,02	4,81	9,27	7,51	5,70	4,80
MnO	0,13	0,16	0,20	0,19	0,14	0,12	0,22	0,17	0,11	0,11
MgO	9,71	32,64	23,46	16,04	12,91	10,14	19,55	16,56	10,03	6,34
CaO	10,12	2,52	4,08	6,96	8,27	12,14	6,66	7,37	11,87	12,37
Na ₂ O	2,21	0,24	0,59	1,22	1,42	1,87	0,89	1,37	1,75	2,36
K ₂ O	0,25	0,13	0,18	0,36	0,20	0,35	0,17	0,39	0,19	0,24
H ₂ O ⁻	0,08	0,34	0,16	0,27	0,10	0,23	0,12	0,10	0,15	0,18
H ₂ O ⁺	0,95	3,80	2,54	2,20	1,72	0,92	1,12	1,15	1,98	1,59
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,03	0,04	0,05	0,03	0,01	0,02	0,03	0,01
S	0,02	0,09	0,01	0,02	0,10	0,03	0,01	0,05	0,18	0,09
Cr	136	2730	1709	410	683	465	55	62	136	69
Ni	235	2200	471	785	471	102	589	480	471	314
Co	78	220	79	78	79	25	63	329	55	47
Cu	152	80	80	638	390	85	103	159	310	110
Ti	1258	1078	1199	1438	1079	1020	1738	959	1258	1079
V	70	110	224	56	280	75	28	26	68	39
Zn	27	9	14	22	25	21	10	15	12	18
Pb	14	8	5	11	12	10	7	11	10	11
Sr	191	48	80	234	290	275	130	245	231	224
Ni/Co	3,0	10,0	5,9	10,1	5,9	4,0	9,3	12,3	8,5	6,6
Ni/Cu	1,55	27,5	5,9	1,2	1,2	1,2	5,7	3,0	1,5	2,8
f	34,5	16,0	18,5	23,2	22,7	24,5	22,7	21,9	26,6	33,3

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	50,53	51,60	49,41	50,74	46,45	46,69	51,40	49,88	50,20	51,57
Al ₂ O ₃	25,03	11,86	17,67	16,85	21,09	9,94	17,65	20,76	22,04	23,44
Fe ₂ O ₃	0,47	1,05	0,72	1,03	1,18	2,54	1,02	1,79	2,37	2,18
FeO	3,01	8,26	6,98	5,23	4,28	10,22	6,12	5,11	4,35	3,77
MnO	0,05	0,17	0,11	0,13	0,12	0,21	0,14	0,09	0,09	0,10
MgO	3,33	13,24	10,74	9,63	11,12	17,46	7,34	4,75	6,07	2,65
CaO	13,01	9,82	9,97	12,84	11,41	9,84	12,18	11,64	12,85	11,58
Na ₂ O	2,56	1,61	1,52	1,61	1,54	0,89	2,50	2,89	2,17	3,13
K ₂ O	0,38	0,16	0,25	0,14	0,10	0,09	0,26	0,25	0,28	0,39
H ₂ O ⁻	0,10	0,23	0,18	0,18	0,46	0,25	0,19	0,27	0,09	0,11
H ₂ O ⁺	1,33	1,43	1,62	1,21	2,05	0,89	0,83	1,34	0,08	0,62
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,04	0,05	0,05	0,02
S	0,02	0,04	0,09	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	47	102	46	55	20	41	56	61	32	9
Ni	157	93	168	157	178	540	235	157	70	62
Co	24	25	76	62	79	78	39	70	62	63
Cu	56	67	64	64	20	80	40	80	58	31
Ti	1070	1300	960	1080	900	1978	1618	2338	2158	2640
V	50	27	36	45	32	34	239	168	112	95
Zn	19	10	20	21	27	5	47	19	64	58
Pb	17	16	13	11	12	5	18	8	23	28
Sr	352	220	225	220	231	255	309	181	337	342
Ni/Co	6,5	3,9	2,3	2,5	2,2	6,9	6,0	2,2	1,1	0,9
Ni/Cu	2,8	3,5		2,4	8,9	6,7	5,9	1,9	1,2	2,0
f	36,6	27,5	28,6	26,4	23,5	29,0	35,0	44,2	38,4	54,8

Примечание. 1 – габбронориты краевой зоны (15); 2–6 – породы I мегаритма: 2 – гарцбургиты (3), 3 – плагиоклазовые ортопироксениты (15), 4 – меланократовые нориты (14), 5 – мезократовые нориты (7), 6 – мезократовые габбронориты (19); 7–11 – породы II мегаритма: 7 – плагиоклазовые ортопироксениты (5), 8 – меланократовые габбронориты (7), 9 – мезократовые габбронориты (14), 10 – лейкокатовые габбронориты (11), 11 – лейкокатовые габбро (7); 12–15 – породы III мегаритма: 12 – меланократовые габбронориты (5), 13 – оливниновые габбронориты (7), 14 – мезократовые габбронориты (11), 15 – оливниновые лейко-габбронориты (6); 16–20 – породы IV, V мегаритмов: 16 – оливниновые габбронориты (5), 17 – мезократовые габбро (8), 18 – оливнинодержащее лейкокатовое габбро (8), 19 – лейкокатовое габбро (9), 20 – кварцсодержащее лейкокатовое габбро (4) (в скобках – число анализов). Окислы и S – в мас.%, остальные элементы – в г/т. $f = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 100 \text{ ат.}\%$.

же данным установлено погружение и смещение перекрытой вулканитами части интрузива в юго-западном направлении. Расчетная по данным гравииоразведки мощность интрузива предположительно составляет 3,5–4 км. Имеющиеся геолого-геофизические данные позволяют предположить лополитоподобную форму интрузива с контактной поверхностью, секущей структуру вмещающих пород, и автономным внутренним строением.

В результате сравнительного анализа строения блоков, состава пород и породообразующих минералов установлено закономерное повторение в их разрезах горизонтов сравнительно массивных и ритмично-расслоенных пород, образующих в совокупности крупные мегаритмы, которые определяют макрорасслоенность интрузива. Характерно, что расслоенные горизонты при сравнительно небольшой мощности протягиваются на большие расстояния, являясь маркирующими. В основании мегаритмов расположены зоны или расслоенные горизонты ультраосновных или оливинсодержащих основных пород, объемы которых постепенно уменьшаются от нижних мегаритмов к верхним.

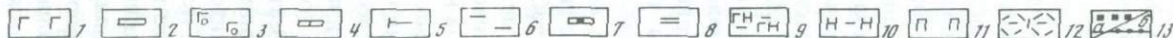
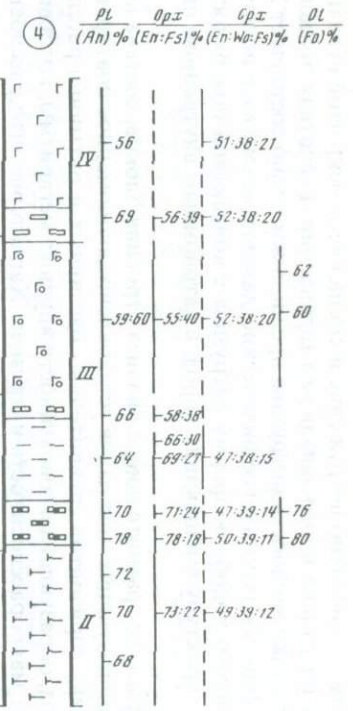
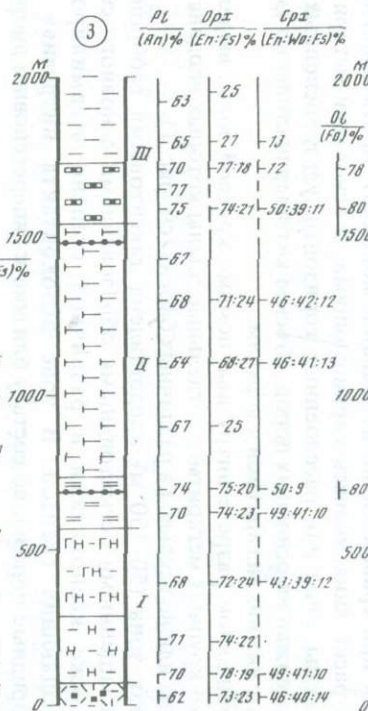
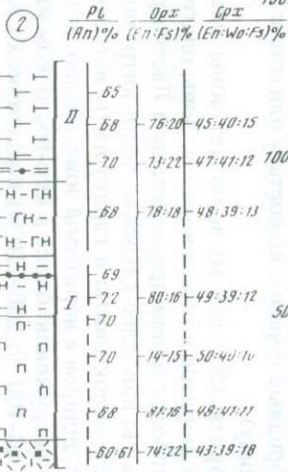
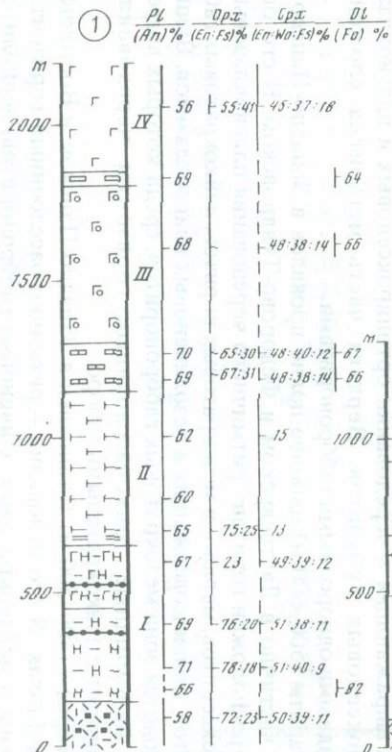
В обобщенном разрезе интрузива, помимо краевой зоны, выделены несколько крупных мегаритмов, отдельные члены которых неодинаково проявлены или не вскрыты в различных блоках (см. рис. 1).

Краевая зона (50–150 м) представлена такситовыми габброноритами, насыщенными пегматоидными образованиями основного состава, а также ксенолитами в различной степени ассимилированных вмещающих гнейсов. В зоне экзоконтакта интрузива развиты гибридные породы, по составу близкие к гиперстеновым диоритам (см. таблицу).

I мегаритм (500–600 м) включает зоны плагиоклазовых ортопироксенитов, норитов и габброноритов. Зоны плагиоклазовых ортопироксенитов наиболее полно представлены в Ластьяврском блоке (300–400 м), где вскрыты наиболее глубокие части интрузива. В Федорово-Панском блоке ортопироксениты и гарцбургиты встречены в виде маломощных прослоев, шлиров в норитовой зоне, предполагается увеличение их мощности по погружению блока в юго-восточном направлении. В норитовой зоне (от 80–100 до 200–250 м) в различной степени проявлена расслоенность, выражающая в чередовании ортопироксеновых и плагиоклаз-ортопироксеновых кумулатов. Верхняя часть мегаритма сложена трахитоидными однородными габброноритами.

II мегаритм (500–600 м) наиболее полно проявлен в Западно-Панском блоке и частично в Ластьяврском и Федорово-Тундровском. В его основании расположен горизонт ритмичного чередования плагиоклазовых ортопироксенитов, мелано- и мезократовых норитов, лейкократовых габброноритов, оливинсодержащих и безоливиновых плагиоклазитов. Выше него находится зона мезократовых габброноритов, среди которых встречаются маломощные тонкорасслоенные горизонты чередования габброноритов с лейкократовыми габбро.

III мегаритм (400–500 м) установлен в Западно-Панском и Восточно-Панском блоках. В его основании – ритмично-расслоенный горизонт с чередованием меланократовых оливиновых габброноритов, лерцолитов



и оливиновых лейкократовых габброноритов (200 м), а выше — однородные мезократовые габбронориты.

IV мегаритм (700–1000 м) проявлен в Федорово-Тундровском и Восточно-Панском блоках. В основании блоков расположен горизонт ритмичного чередования оливиновых и безоливиновых габбро, мелано- и лейкократовых. В верхней части данного мегаритма наблюдается неясно выраженный и фрагментарно развитый горизонт чередования грубозернистых мезо- и лейкократовых габбро, выше которого расположены изобазности кварцсодержащие габбро. При современном состоянии изученности выделение V мегаритма в верхней части интрузива условно.

В пределах мегаритмов разреза наблюдается закономерность в смене кумулятивных и интеркумуляусных ассоциаций породобразующих минералов (рис. 2). В ультраосновных породах и меланократовых норитах нижних мегаритмов кумулятивными являются оливин и ортопироксен (оливин-ортопироксеновые и ортопироксеновые кумулаты), плагиоклаз и клинопироксен здесь относится к интеркумуляусным выделениям. В мезократовых норитах к кумулятивному ортопироксену присоединяется плагиоклаз (ортопироксен-плагиоклазовые кумулаты), а в габброноритах верхних частей мегаритмов кумулятивную ассоциацию формируют три породообразующих минерала (клинопироксен-ортопироксен-плагиоклазовые кумулаты). В оливинсодержащих породах III и IV мегаритмов кумулятивными являются оливин, ортопироксен и нередко плагиоклаз, а габбро верхней части разреза являются клинопироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми кумулатами.

В разрезе интрузива происходит закономерное изменение состава породообразующих минералов, образующее скрытую расслоенность (см. рис. 2). Снизу вверх по разрезу уменьшается магнезиальность оливина от Fo_{82-77} в гарцбургитах и оливиновых норитах I и II мегаритмов до Fo_{75-74} в III мегаритме и Fo_{66-60} в IV мегаритме. Соответственно изменяется и состав ортопироксена от En_{82-78} в ортопироксенитах и норитах до En_{60-55} в габбро, а также клинопироксена-авгита ($En_{50-41} Wo_{43-36}$).

Для пород интрузива характерно слабое проявление процессов метаморфизма, которые развиты главным образом в тектонических зонах, ограничивающих его блоки или приуроченных к зонам контактов. Вторичные минералы представлены амфиболом тремолит-актинолитового ряда, хлоритом, серпентином, тальком, эпидотом, цоизитом, биотитом, гранатом.

Рис. 2. Геологические разрезы Федорово-Панского интрузива

Блоки: 1 — Федорово-Тундровский, 2 — Ластыярский, 3 — Западно-Панский, 4 — Восточно-Панский; 1 — лейкократовое кварц- и ильменитсодержащее габбро; 2 — чередование лейкократового габбро с оливинсодержащим мезократовым габбро; 3 — оливинсодержащее лейко- и мезократовое габбро; 4 — чередование оливиновых габбро и габброноритов, безоливиновых габбро и плагиоклазитов; 5 — габбронориты с прослоями габбро; 6 — трахитоидные габбронориты; 7 — чередование оливиновых и безоливиновых габброноритов, плагиоклазитов; 8 — чередование норитов, плагиопироксенитов, лейкогаббро и плагиоклазитов; 9 — мезократовые габбронориты с прослоями норитов; 10 — мелано- и мезократовые нориты; 11 — плагиоклазовые ортопироксениты; 12 — габбронориты краевой зоны; 13 — оруденение краевой зоны (а) и в расслоенных горизонтах (б); римские цифры — номера мегаритмов

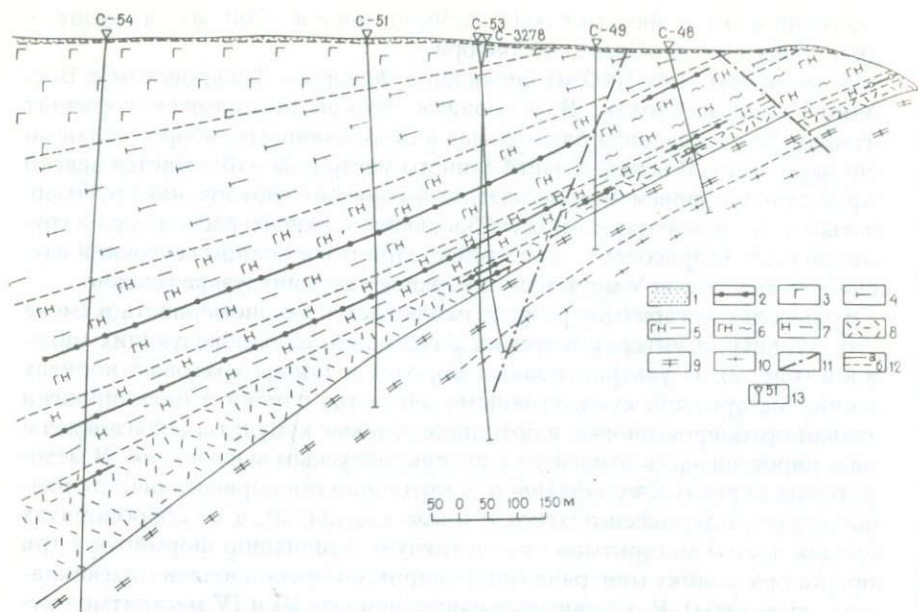


Рис. 3. Геологический разрез северо-западной части Федорово-Тундровского блока

1 – четвертичные отложения; 2 – уровни распространения комплексного (Cu-Ni и ЭПГ) оруденения; 3 – лейко- и мезократовые габбро; 4 – габбронориты с прослоями габбро; 5 – мезократовые габбронориты; 6 – измененные, частично рассланцованные габбронориты; 7 – нориты; 8 – талцитовые габбронориты; 9 – гибридные породы экзоконтакта, роговики; 10 – архейские гранито- и диорито-гнейсы; 11 – тектонические нарушения; 12 – контакты массива (а) и границы распространения пород (б); 13 – скважины и их номера

Породы интрузива относятся к нормальному петрохимическому типу ($Na + K < Al < Ca + Na + K$) к семейству недосыщенных и слабо пересыщенных кремнеземом. Для них характерна также низкая щелочность с резким преобладанием натрия над калием. Одноименные породы одних и тех же уровней разреза, но расположенных в различных блоках интрузива, имеют близкий состав. В целом снизу вверх по разрезу интрузива от нижних мегаритмов к верхним происходит увеличение относительной железистости пород: 16–18% в плагиопироксенитах и 22–23% в норитах I мегаритма; 22–23% в плагиопироксенитах, 25–30% в норитах и габброноритах II мегаритма; 29–35% в оливиновых габброноритах и габбро и 34–44% в лейкократовых габбро и III и IV мегаритмов. Параллельно с увеличением железистости в породах возрастает количество щелочей, а также титана, ванадия, циркония. Содержание таких рудогенных компонентов, как хром, никель, кобальт, медь, в том же направлении уменьшается. Характерны низкие концентрации ниобия, иттрия, свинца, молибдена.

В разрезе интрузива установлено зональное распределение рудной минерализации.

Во вскрытой части интрузива породы характеризуются невысоким со-

держанием хрома, который концентрируется главным образом в ортопироксените (0,10–0,40% Cr_2O_3) и клинопироксене (0,10–0,80% Cr_2O_3). Хромитовая минерализация присутствует в виде мелких акцессорных зерен алюмохромита-субферриалюмохромита в плагиопироксенитах и меланократовых норитах I мегаритма.

Комплексное сульфидное медно-никелевое и ассоциирующее с ним платиноидное оруденение представлено двумя морфогенетическими типами, приуроченными к определенным зонам в нижней и средней частях разреза интрузива [1].

Тип 1 существенно сульфидный, приурочен к такситовым габброноритам краевой зоны. Оруденение халькопирит-пентландит-пирротинового состава, где элементы платиновой группы являются сопутствующими.

Тип 2, так называемый "малосульфидный", имеет более высокое, чем I тип, содержание ЭПГ в сульфидной массе и отчетливые корреляционные связи платиноидов с Ni, Cu, S. По уровню геохимического накопления компонентов данный тип оруденения является платинометальным с сопутствующей медно-никелевой минерализацией. Этот тип оруденения образует "висячие" горизонты, залегающие согласно с расслоенностью пород, мощностью от десятков сантиметров до 2,5 м и протяженностью по простиранию до 10 км и более, приуроченные к определенным зонам I и II мегаритмов. В норитовой и габброноритовой зонах Федорово-Тундровского блока в интервале переслаивания норитов и плагиопироксенитов установлены несколько маломощных (0,2–0,5 м) прослоев, обогащенных ЭПГ (рис. 3). Сульфидная ассоциация представлена пентландит-халькопирит-пирротиновым типом. Платиноидная минерализация характеризуется сульфидно-висмута-теллуридным составом. Отмечаются широкие колебания отношения Pd/Pt (2,5–20). В расслоенном горизонте II мегаритма Западно-Панского блока медно-никелевое и платинометальное оруденение приурочено к наиболее контрастно расслоенным интервалам, где происходит чередование плагиопироксенитов, норитов, габброноритов, лейкократового габбро и плагиоклазитов (см. рис. 3). Наиболее обогащенные элементами платиновой группы участки тяготеют к лейкогабброплагиоклазитам и их границам с норитами. Сульфидная минерализация пирит-пирротин-пентландит-халькопиритовая. Среди МПМ преобладают висмута-теллуриды. Отношения Pd/Pt = 5–10.

Выше горизонтов распространения комплексного (Cu-Ni-ЭПГ) оруденения рудная минерализация в габброидах III и IV мегаритмов представлена преимущественно оксидной формой: магнетит, титаномагнетит, ильменит. Оксиды встречаются в рассеянной форме, а также образуют скопления гнездовой и линзовидной формы. Ильменит ($\text{TiO}_2 = 50\text{--}50\%$) развит в форме пластинчатых ламелл в зернах магнетита (структуры распада), а также в виде самостоятельных выделений. Сульфиды (халькопирит, пирротин и пирит) в этих породах играют роль акцессорных минералов.

Таким образом, в разрезе интрузива происходит смена парагенетических ассоциаций рудных минералов, а также изменение их химического

состава. Снизу вверх по разрезу незначительно развитая Cr-оксидная ассоциация сменяется комплексной сульфидной, а затем сульфидно-оксидной (Fe, Ti). В составе комплексного оруденения от краевых частей интрузивов к нижним и средним (I и II мегаритмы), по данным [1], наблюдается закономерная смена высокосернистых соединений (пирротин и пентландит) низкосернистыми более низкотемпературными сульфидами меди (халькопирит). Параллельно с этим в составе ЭПГ-минерализации уменьшается количество сульфидов Pt и Pd и возрастает роль висмутотеллуридов, а в последних наблюдается уменьшение количества висмута.

Приведенные выше данные о распределении рудной минерализации в разрезе интрузива свидетельствуют о ведущей роли в рудогенезе магматических процессов. Главными факторами рудной специализации при этом служили химический состав исходного расплава и условия его кристаллизации в камере.

Средний состав интрузива, оцениваемый по объему разновидностей пород во вскрытых уровнях разреза и с учетом предположительного состава глубинных его частей, отвечает мезократовому габбронориту, в нормативном составе которого около 50% плагиоклаза, 44–48% пироксена ($Or_x \leq Cr_x$) и в незначительном количестве содержится или кварц (0,6%), или оливин (0,7%). Из этого следует, что исходный расплав интрузива отвечает насыщенным базальтам и по петрогеохимическим особенностям близок к сериальному типу магнезиальных базальтов сейдореченской и полиссарской свит Имандра-Варзугской структуры, а интрузив является, возможно, глубинным аналогом последних. Установленные в породах интрузива значения изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ [11] согласуются с представлением о мантийном источнике магматического расплава.

Процессы внутрикамерной дифференциации интрузива контролировались первичным составом магматического расплава и термодинамическими параметрами системы, кинетическими факторами, а также взаимодействием магмы с вмещающими породами.

Все разнообразие парагенетических кумулятивных ассоциаций в пределах одного мегаритма может быть охарактеризовано многокомпонентной системой $Q-Ab-An-Fo-Fa-Di-Hg-H_2O$, фазовые диаграммы строения которой при различных $P-T$ параметрах рассчитаны М.И. Дубровским. По парагенетическим ассоциациям силикатных минералов начального и конечного периодов кристаллизации интрузивов с помощью полуколичественных $P-T$ диаграмм установлено, что кристаллизация проходила при $P_{H_2O} = 0,5-1,5$ кбар в интервале температур 1100–950°C для ассоциации без первичного амфибола и 1100–750°C в ассоциациях с первичным амфиболом. По двупироксеновому термометру температура главной стадии кристаллизации оценивается в 1200–900°C. Глубина расположения камеры интрузивов при таких условиях приблизительно 1,5–2,5 км. В изобарно-изоплетическом сечении $P-T$ диаграммы при заданных значениях состава (An_{60} и Fa_{25}) и $P_{H_2O} = 0,5$ кбар исходные расплавы расслоенных интрузивов попадают в область кристаллизации оливина или шпинели. Равновесный ход кристаллизации при охлаждении

расплава в этом случае должен был включать следующие стадии: выделение раннего парагенезиса $Ol + Sp$, смещение расплава в область кристаллизации ортопироксена, имеющего перитектические соотношения с оливином, перемещение расплава к котектической линии совместной кристаллизации ортопироксена и плагиоклаза с последующим присоединением к ним клинопироксена; в случае постоянного P_{H_2O} кристаллизация заканчивается в эвтектической точке $Orpx + Pl + Crpx + Q$ системы. Поскольку в реальном процессе кристаллизации расплава и уменьшения его объема обычно происходит увеличение P_{H_2O} (до 1,5 кбар в нашем случае), на конечном этапе кристаллизации может выделяться первичный амфибол. Таким образом, при равновесной кристаллизации в данном случае порядок выделения парагенетических ассоциаций должен быть следующим: $Ol + Sp + Ol + Orpx - Orpx - Orpx + Pl - Orpx + Pl + Crpx - Orpx + Pl + Crpx + Amf + Q$. С учетом фракционирования этот нисходящий последовательный ряд парагенезисов удовлетворительно описывает реально наблюдаемые ассоциации минералов в сингенетичном ряду пород интрузива: оливиниты (дуниты) – гарцбургиты–ортопироксениты (оливиновые ортопироксениты)–нориты (от меланократовых до лейкократовых)–габбронориты–габбро. Вертикальная же последовательность слоев пород в разрезе отвечает в целом последовательности выделения этих ассоциаций из расплава.

Природа возникновения макрорасслоенности к настоящему времени не выяснена. Ряд исследователей [19, 20] возникновение цикличности объясняют внедрением дополнительной порции расплава в процессе кристаллизации интрузивов. Однако этому противоречит отсутствие геологических признаков дополнительного внедрения, а также воспроизведение одного и того же процесса "внедрения" в различной геологической обстановке. Альтернативные гипотезы [12, 13] связывают образование крупных макроритмов с особенностью режима конвекционного перемешивания в крупных магматических камерах.

По всей вероятности, ключевым фактором для выбора генетической модели может служить реально наблюдаемое соотношение ритмичности и скрытой зональности макроритмов. Как показано выше, каждый макроритм начинается высокотемпературным парагенезисом, а заканчивается более низкотемпературным, но вместе с тем в целом в ходе эволюции макроритмов относительная доля более низкотемпературных ассоциаций возрастает. Наличие этой зональности свидетельствует в пользу внутрикамерного происхождения макроритмов. Причиной смены макроритмов, возможно, являлось скачкообразное изменение флюидного давления в процессе длительной кристаллизации крупных интрузивов.

Формирование краевой части интрузивов, сложенных такситовыми габброноритами, невозможно объяснить только процессами кристаллизационной дифференциации. Неравномернозернистое сложение пород краевой зоны свидетельствует о кристаллизации их в условиях переохлаждения, тогда как в центральных частях интрузива режимы консолидации были близки к равновесному охлаждению с минимальным градиентом температур во времени и пространстве. Это обстоятельство спо-

способствовало включению в процесс дифференциации магмы термодиффузии по принципу Лудвига—Соре [3–5]. Термодиффузия приводила к перераспределению из центра интрузива в охлажденные краевые части камеры компонентов, понижающих температуру солидуса, что способствовало образованию в краевой зоне низкотемпературных минеральных ассоциаций.

Кроме термодиффузии, на состав пород краевой зоны влияли процессы взаимодействия магмы с вмещающими архейскими гранито- и диорито-гнейсами, ксенолиты которых нередко встречаются в краевых частях интрузивов. На примере изучения придонных частей Мончегорского плутона [3] было показано, что в результате воздействия базитовой магмы на ксенолиты кислых гнейсов происходила перекристаллизация последних и обмен компонентами: из гнейсов выносились щелочи, кремнезем, летучие, а ксенолиты обогащались магнием, железом. Этот процесс также способствовал образованию более легкоплавких пород в краевых эндоконтактных зонах интрузивов. Следы ассимиляции магмой вмещающих пород выражаются в появлении в краевых зонах микропегматита, гнезд и прожилков кварца, пегматоидных кварц-полевошпатовых образований с кислым (Al_{5-15}) плагиоклазом, обогащенных биотитом, апатитом, первичным амфиболом. Процесс формирования краевых, особенно придонных частей интрузивов, вероятно, был длительным, что способствовало накоплению флюидизированного остаточного магматического расплава, за счет которого возникли гнезда и шпирь габбро-пегматита и жильные габбро- и диорит-пегматиты, выполняющие трещины в породах. Габбро-пегматиты, как правило, обогащены сульфидными минералами. Известно, что растворимость серы в силикатных расплавах возрастает при наличии в системе водного или водно-углекислого флюида. На основе этого можно предположить, что в краевой переохлажденной зоне, обогащенной вследствие термодиффузии флюидами, создавались благоприятные условия для локального накопления серы, несмотря на низкое начальное ее содержание в исходной магме (менее 0,1%). Термодиффузионная сульфуризация флюидизированной краевой части интрузивов стимулировала в этой зоне процесс образования сульфидной минерализации.

Для объяснения генезиса малосульфидных горизонтов, богатых платинидами (комплексное оруденение), существует несколько гипотез. Сторонники моделей многофазного строения расслоенных интрузивов [17,18] связывают образование комплексного оруденения с взаимодействием новых порций "рудоносной" магмы с расплавом, формирующим основную часть интрузивов. Согласно другой гипотезе, ведущую роль в привносе цветных и благородных металлов в расплав играют глубинные флюиды.

Результаты исследований малосульфидных рудных горизонтов в расслоенных интрузивах свидетельствуют о том, что рудообразование является частью общего петрогенетического процесса их становления [4, 11, 13]. Однако вследствие ограниченности экспериментальных данных по геохимии цветных и благородных элементов вопросы о времени мобилизации, формах и факторах их переноса и концентрации являются далеко не решенными. Для суждения об условиях формирования мало-

сульфидных горизонтов следует принимать во внимание следующие фактические данные: 1) преимущественная приуроченность комплексного (Ni-Cu-Pt-Pd) оруденения в Федорово-Панском интрузиве к лейкогаббро-плагиоклазитам, являющимся конечными членами контрастно расслоенного сингенетического ритма пород: плагиопироксениты ($f = 22-25\%$)—меланократовые нориты ($f = 25-26\%$)—габбронориты ($f = 30-32\%$)—лейкократы габбро и габбронориты ($f = 30-34\%$)—плагиоклазиты ($f = 34-45\%$); 2) вхождение соединений никеля, меди и платиноидов в ассоциации с биотитом, амфиболом, карбонатами, кварцем в состав интеркумулусного материала. Представляется, что эти наблюдения свидетельствуют об образовании минералов комплексного малосульфидного оруденения из остаточного магматического расплава в позднемагматическую стадию становления интрузивов. К этому периоду содержание серы в остаточном расплаве, вероятно, достигало концентраций, достаточных для ликвации сульфидной жидкости и последующей кристаллизации минералов комплексного оруденения. Предварительные данные по газовой составляющей в оруденелых породах свидетельствуют об обогащении флюидной фазой расплава к моменту кристаллизации сульфидов.

По геолого-петрологическим особенностям, а также характеру оруденения Федорово-Панский интрузив имеет много общего с рядом расслоенных интрузивов других регионов. Так, большое сходство в строении, составе пород и минералов, а также в характере оруденения данный интрузив обнаруживает с Олангской группой расслоенных интрузивов, а также с интрузивами пояса Торнио-Наранкавара в Финляндии [14, 15], являющимися западным продолжением Олангской группы. Наибольшая аналогия наблюдается с массивами Портивара, Съете и Пеникат указанного выше пояса, геологическое строение которых, а также эволюция состава породообразующих минералов близки к таковым в Федорово-Панском интрузиве. Наблюдается сходство строения и состава Федорово-Панского интрузива с известными платиноносными комплексами Бушвельда и Стиллуотера. Вскрытые части его разреза сопоставляются с верхней частью ультрамафитовой и полосчатой мафитовой зон упомянутых комплексов, а комплексное оруденение — с известными платиноносными рифами последних.

Л и т е р а т у р а

1. Веселовский Н.Н., Ражев С.А., Докучаева В.С. О двух типах комплексной Ni-Cu-Pt-Pd минерализации в Федорово-Панском расслоенном интрузиве ультраосновных—основных пород // Тез. докл. выезд. сес. Всесоюз. минерал. о-ва. Апатиты, 1990. С. 31–32.
2. Гизбург И.В. Обзор систематики пироксенов // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970. С. 5–40.
3. Докучаева В.С. Особенности строения и формирования придонной зоны Мончегорского плутона // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1970. Вып. 1. С. 160–174.
4. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 286 с.
5. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.

6. Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука, 1985. Т. 4. 486 с.
7. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. Т. 5. 507 с.
8. Магматические рудные месторождения. М.: Наука, 1973. 206 с.
9. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 176 с.
10. Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 34 с.
11. Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В. Дистлер, Т.Л. Гроховская, Т.Л. Евстигнеева и др. М.: Наука, 1988. 232 с.
12. Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава // Геохимия. 1976. № 8. С. 1197–1210.
13. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
14. Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука, 1991. 198 с.
15. Alapieti T.T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland – its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium // Geol. Surv. Finl. Bull. 1982. N 319. P. 1–116.
16. Alapieti T.T., Lahtinen Y.Y. Early Proterozoic layered intrusions in the north-eastern part of the Fennoscandian shield // 5th Intern. Platinum Symp. (Guide to the post-symposium field trip). Espoo, 1989. P. 3–43.
17. Barnes Y.Y., Naldrett A.Y., Gorton M.P. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // Chem. Geol. 1985. Vol. 53. P. 303–323.
18. Campbell I., Naldrett A.Y., Barnes S.Y. A model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater complex // J. Petrol. 1983. Vol. 24. N 2. P. 133–165.
19. Duncan A.C., Wadsworth W.J. Cryptic variation in the Rhum layered intrusion // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 323. P. 42–59.
20. Hess H.H. Stillwater igneous complex, Montana: A quantitative mineralogical study // Geol. Soc. Amer. Mem. 1960. N 80. P. 1–230.
21. Stillwater complex, Montana: geology and guide // Montana Bur. Mines. and Geol. Spec. Publ. 1985. Vol. 92. P. 1–396.

УДК 553.08(470.21)

**А.У. Корчагин, Е.М. Бакушкин, Л.А. Виноградов,
С.М. Карпов, А.И. Медников**

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НИЖНЕЙ КРАЕВОЙ ЗОНЫ МАССИВА ПАНСКИХ ТУНДР И ЕЕ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Панский массив является составной частью Федорово-Панского интрузива, относимого к формации расслоенных базит-гипербазитов нижнепротерозойского возраста. На ранних этапах исследования охарактеризовано общее строение массива и выявлена убогая медно-никелевая минерализация, локализованная в двух зонах, названных нижним и верхним расслоенными горизонтами [3, 4]. Более поздними работами в сульфидоносных породах установлены повышенные содержания платиновых металлов [1]. Это послужило основанием для проведения Геологическим

институтом КНЦ комплексных поисковых работ масштаба 1:10 000 в северной краевой зоне интрузива на территории развития пород нижнего расслоенного горизонта, где отмечались наиболее высокие концентрации ЭПГ. В результате этих работ изучен участок массива протяженностью 11,5 км и шириной 1,5 км, уточнено внутреннее строение краевой зоны, определены морфология рудных залежей и распределение в них полезных компонентов.

Разрез интрузива в пределах этого участка имеет стратифицированное строение (рис. 1). Снизу вверх выделяются толщи, некоторые с определенной долей условности названы: норитовой, равномернозернистых кварцсодержащих габброноритов и неравномернозернистых порфириовидных габброноритов. Границы между ними нечеткие и устанавливаются по количественному преобладанию тех или иных типов пород.

Норитовая толща мощностью до 500 м на севере, около лежащего бока массива, граничит с щелочными гранитами. В ее составе преобладают нориты, реже встречаются габбронориты и габбро. Породы имеют массивное сложение. Нориты представляют собой ортопироксен-плагиоклазовые кумулаты, в интеркумулусе — моноклинный пироксен.

Толща равномернозернистых кварцсодержащих габброноритов видимой мощностью до 900 м характеризуется более сложным строением. В ее составе преобладают габбронориты, часто встречаются прослойки габбро и маломощные слои норитов. Габбронориты варьируют по структуре и количественному соотношению плагиоклаза с пироксеном, часто присутствует кварц (до 1–3%). Последовательность кристаллизации минералов определяется ранним выделением плагиоклаза и ортопироксена относительно клинопироксена. Иногда устанавливается одновременная кристаллизация трех этих минералов.

Особое место в рассматриваемой толще имеет так называемый нижний расслоенный горизонт, который расположен в средней, а на восточном фланге участка — в нижней части ее разреза. Здесь отмечается тонкое чередование пород, различающихся по содержанию цветных и светлых минералов, крупностью зерен и степени изменения. Преобладают различные габбронориты, часто встречаются габбро и нориты, в единичных случаях отмечены плагиовестериты и анортозиты. Все эти породы и их разновидности образуют слои, которые в совокупности слагают нижнюю расслоенную серию пород массива. Слои имеют форму лент и вытянутых линз мощностью от сантиметров до первых метров. По простиранию они прослеживаются на сотни метров, часто выклиниваются и чередуются в различной последовательности. Расслоенность также подчеркивается более мощными (от 1–2 до 15–20 м) и протяженными (1–1,5 км) слоями лейкократовых габброидов, которые часто метаморфизованы вплоть до полного замещения темноцветных минералов вторичными кальциевыми и магниевыми амфиболами.

Таким образом, расслоенная серия представляет собой как бы чередование сильно вытянутых по простиранию прерывистых линз, очень неравномерно распределенных в разрезе. Они погружаются под углами 25–40° в южном направлении. Общая мощность этой серии около 150 м.

Толща неравномернозернистых габброноритов имеет видимую мощ-

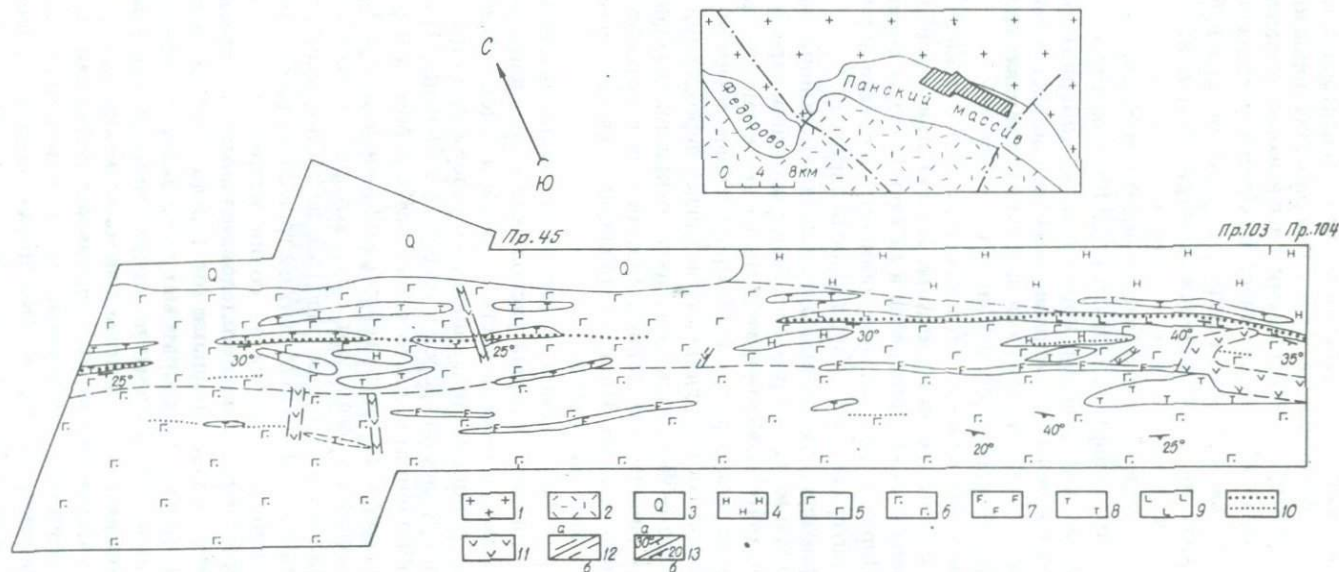


Рис. 1. Схема геологического строения северной краевой зоны массива Панских Тундр

1 – гнейсы архея; 2 – нижнепротерозойские образования имандра-варзугской серии; 3 – четвертичные отложения; 4–11 – породы Панского массива; 4 – нориты, реже габбронориты и другие разновидности (нижняя толща), 5 – преимущественно равномернозернистые кварцсодержащие габбронориты, реже порфириовидные габбронориты, нориты, габбро (средняя толща), 6 – порфириовидные, пойкилитовые, в основном меланократовые габбронориты (верхняя толща), 7 – лейкократовые габбронориты, 8 – метагабброиды, преимущественно крупнозернистые и пегматонидные, 9 – чередование габброноритов, норитов, анортозитов и других разновидностей пород, 10 – зоны сульфидоносных пород, 11 – магнетитовые диабазы и двупироксеновые диабазы; 12 – геологические границы: *a* – установленные, *b* – предполагаемые; 13 – элементы залегания пород (*a*) и трахитоидность (*b*)

ность до 600 м. Она отличается более устойчивым петрографическим составом слагающих ее пород, среди которых резко преобладают габбронориты с порфиroidными выделениями ортопироксена в мелкозернистой клинопироксен-плаггиоклазовой массе. Породы часто имеют трахитоидную текстуру, повышенное содержание темноцветных минералов (более 50%). Последовательность их кристаллизации характеризуется ранним выделением небольшого количества плаггиоклаза, включенного в виде мелкотаблитчатых зерен в ортопироксен, последующим образованием ортопироксена, а затем клинопироксен-плаггиоклазовой массы.

Сульфидная минерализация на изученной площади встречается на трех уровнях разреза в средней и верхней толщах. В двух верхних уровнях сульфиды образуют маломощные прерывистые линейно-вытянутые участки (см. рис. 1). Отличительной особенностью их состава являются низкие концентрации элементов платиновой группы ($\Sigma \text{ЭПГ} = 0,1\text{--}0,8 \text{ г/т}$) при достаточно значимом количестве сульфидов (5–10%). Отношение $\text{Pd/Pt} = 1$ на данных уровнях по простиранию практически не изменяется.

Наибольший интерес представляет комплексное платинометальное оруденение в относительно узкой выдержанной линейной зоне в средней части разреза расслоенной серии пород. Основная рудоносная зона, прослеженная нами на 11,5 км, уходит за пределы изученного участка. Она имеет ширину от 1–2 до 10, изредка до 50 м и состоит из ряда сближенных, кулисообразно залегающих пласто- и линзообразных сульфидсодержащих залежей. Индикаторами рудоносной зоны служат протяженные тела лейкократовых метагабброидов и маломощные (2–4 м) пачки пород тонкой ритмичной расслоенности норитов, габброноритов и габбро. Нередко эти породы также содержат слои с сульфидной вкрапленностью.

Сульфидсодержащие залежи вытянуты согласно с расслоенностью пород на 100–400 м, мощностью от 0,1–0,2 до 3–4 м и погружаются в южном направлении под углами 25–45° (рис. 2). Расстояние между ними по нормали колеблется от 10 см до 2–5, редко 30 м. Часто несколько залежей объединяются в одно рудное тело. В результате детального изучения рудных пересечений установлено, что сульфидное оруденение в пределах рудоносной зоны не имеет определенной приуроченности к какому-либо слою пород. Сульфидная вкрапленность по простиранию переходит из одного слоя породы в другой. Сульфиды пространственно приурочены к переслаиванию крупнозернистых габброноритов с лейкократовыми габброидами. Особенно благоприятны участки слоев, примыкающие к границам пород различного состава.

Распределение сульфидов в залежах неравномерное. Они присутствуют в виде рассеянной вкрапленности в интерстициях между зернами силикатов в количестве 0,5–2, в редких случаях 10%. Размер сульфидной вкрапленности в крупнозернистых породах составляет 2–4 мм, в средне- и мелкозернистых – изменяется от 0,1 до 1 мм. Редко сульфиды образуют гнезда величиной до 1–2 см. В целом оруденение бедное, средние содержания никеля и меди в залежах на разных участках рудоносной зоны составляют соответственно 0,16–0,32 и 0,24–0,40%.

Главными рудными минералами комплексного оруденения являются

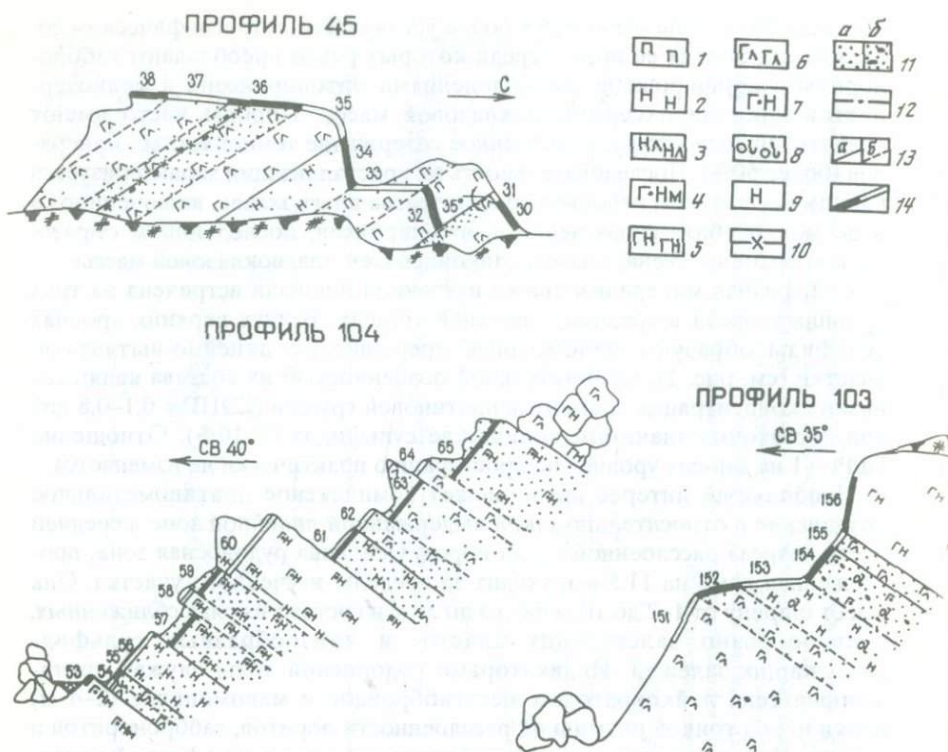


Рис. 2. Распределение сульфидов в зоне платинометалльного оруденения

1 – плагиовестериты; 2 – нориты; 3 – лейкократовые нориты; 4 – меланократовые габбронориты; 5 – габбронориты; 6 – лейкократовое габбро, метагабброиды; 7 – порфиоровидные габбронориты с пойкилитовой структурой; 8 – оливинсодержащая порода; 9 – маломощные (первые сантиметры) прослои норита; 10 – пегматондные жилы; 11 – сульфидная минерализация: а – вкрапленного, б – гнездово-вкрапленного типа; 12 – тектонический контакт; 13 – границы между породами: а – резкие, б – постепенные; 14 – бороздовое опробование, номера рядовых проб

пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит и ильменит; второстепенными – миллерит, виоларит, сфалерит, самородная медь и др. Широко распространены минералы ЭПГ, золота и серебра, а также золото, палладистое золото, котульскит, меренскит, мончеит и др., которые подробно охарактеризованы в работах [2, 5]. Минералы ЭПГ образуют мономинеральные выделения размером от 5–7 до 150 (обычно 10–50 мкм) и встречаются в сульфидах, большей частью в халькопирите, на границе с силикатами.

На всем протяжении рудоносной зоны в залежах бедных медно-никелевых руд установлены повышенные содержания платиновых металлов. Границы развития ЭПГ совпадают с границами сульфидоносных залежей и местами несколько перекрывают их. Распределение ЭПГ в рудоносной зоне неравномерное. Выделяются залежи, в которых концентрация платиновых металлов в 2–3 раза выше, чем в среднем по зоне. В пределах отдельной сульфидоносной залежи содержание ЭПГ

**Содержание полезных компонентов
в комплексном родий-платино-палладиевом оруденении
массива Панских Тундр**

№ пр.	Pt	Pd	Rh	Au	Ni	Cu	S
Профиль 45							
30	0,19	0,71	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
31	1,61	6,55	0,11	1,18	0,12	0,21	0,38
32	0,08	0,56	0,01	0,03	0,07	0,05	0,05
33	0,59	2,92	0,08	0,28	0,12	0,24	0,23
34	0,37	2,22	0,05	0,10	0,10	0,06	0,03
35	0,15	0,57	0,01	0,06	0,05	0,07	0,12
36	0,68	4,20	0,05	0,32	0,28	0,49	0,86
37	0,38	2,85	0,07	0,09	0,21	0,32	0,28
38	0,10	0,17	0,00	0,03	0,03	0,03	0,04
Профиль 104							
53	0,27	2,73	0,07	0,10	0,10	0,21	0,18
54	0,63	4,58	0,20	0,33	0,29	0,44	1,28
55	1,24	10,77	0,36	0,30	0,37	0,53	1,30
56	1,08	9,28	0,20	0,37	0,33	0,52	1,06
57	2,70	10,34	0,29	0,37	0,25	0,65	1,06
58	0,07	0,23	Сл.	0,01	0,07	0,05	0,02
59	1,09	4,80	0,26	0,26	0,20	0,31	0,65
60	0,29	0,24	0,01	0,03	0,06	0,04	0,04
61	0,81	6,92	0,15	0,23	0,18	0,28	0,44
62	1,35	8,45	0,15	0,35	0,30	0,49	0,57
63	1,20	4,88	0,14	0,25	0,23	0,31	0,95
64	0,16	1,24	0,19	0,08	0,06	0,09	0,17
65	0,82	7,63	0,10	0,28	0,23	0,40	1,02
Профиль 103							
151	0,00	0,05	0,00	0,06	0,02	0,01	0,00
152	0,41	1,21	0,07	0,08	0,07	0,06	0,24
153	0,24	0,70	0,03	0,13	0,07	0,05	0,00
154	1,76	11,32	0,49	0,36	0,28	0,33	0,74
155	1,12	5,80	0,15	0,29	0,12	0,16	0,38
156	0,07	0,08	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00

Примечание. Pt, Pd, Rh, Au – в г/т; Ni, Cu, S – в мас. %.

выдержанное и изменяется незначительно. Характер распределения сульфидов и ЭПГ в рудоносной зоне и залежах приведен на рис. 2 и в таблице, из которых следует, что с увеличением количества сульфидной вкрапленности, а следовательно, с возрастанием содержаний никеля и меди в руде растет концентрация платиновых металлов. Содержание суммы ЭПГ изменяется (в г/т) от 0,05 до 17,0; Rh и Au – колеблется от 0,05 до 0,50; отношение Pd/Pt на всем протяжении основной рудоносной зоны изменяется от 5 до 8.

Л и т е р а т у р а

1. Веселовский Н.Н., Докучаева В.С., Ражев С.А., Трошков А.Ф. Комплексное оруденение Федорово-Панского расслоенного интрузива // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. Препринт. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. С. 10-12.
2. Кривенко А.П., Лаврентьев Ю.Г., Майорова О.Н., Толстых Н.Д. Теллуриды платины и палладия в Панском габбро-норитовом массиве на Кольском полуострове // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 4. С. 950-956.
3. Одинец А.Ю. Петрология Панского массива основных пород (Кольский полуостров): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1971. 19 с.
4. Проскураков В.В. Геологическое строение и особенности дифференциации основной интрузии Панских высот на Кольском полуострове // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л.: Наука, 1967. С. 40-54.
5. Yakovlev Yu.N., Distler V.V., Mitrofanov F.P. et al. Mineralogy of PGE in the mafic-ultramafic massifs of the Kola region // Miner. and Petrol. 1991. Vol. 43, N 3. P. 181-192.

Ю.В. Гончаров, А.У. Корчагин, С.М. Карпов

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СВЯЗИ
РОДИЙ-ПЛАТИНО-ПАЛЛАДИЕВОГО И СУЛЬФИДНОГО
НИКЕЛЕВО-МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В НИЖНЕЙ РАССЛОЕННОЙ
СЕРИИ ПАНСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)**

Родий-платино-палладиевое оруденение, выявленное в нижней расслоенной серии Панского массива на Кольском полуострове, тесно связано с вкрапленной сульфидной никелево-медной минерализацией, образующей "висячий горизонт", протягивающийся в массиве на значительное расстояние. Эта связь выражается, во-первых, в том, что в подавляющем большинстве границы развития ЭПГ и Ni-Cu оруденения совпадают. Лишь иногда, судя по результатам анализов, платиноиды обнаруживаются за пределами распространения сульфидов. Во-вторых, с увеличением количества сульфидной вкрапленности повышается суммарное содержание ЭПГ. В поперечных сечениях рудоносной зоны наблюдаются однонаправленные колебания содержаний Ni, Cu, суммы этих металлов, S и ЭПГ. При этом наибольшее содержание платиноидов, как правило, соответствует наибольшему количеству других рудообразующих компонентов и особенно серы. Существует тесная корреляция суммы ЭПГ с серой ($r = 0,74$), никелем и медью ($r = 0,71$), суммой тех же металлов ($r = 0,73$). Это хорошо видно на диаграмме (рис. 1).

Вместе с тем в рудоносной зоне выделяются участки, отличающиеся от других повышенной (в 2–3 раза) концентрацией ЭПГ при практически одинаковом или близком уровне содержаний Ni + Cu и S. На рис. 2 представлены результаты опробования зоны на двух участках (по два сечения на каждом). Расстояние между участками примерно 200 м, между сечениями – 10–15 м. В каждом сечении отчетливо проявлены все отмеченные выше особенности распределения рудообразующих элементов. Для всех четырех рассматриваемых сечений характерны сходный графический рисунок колебания содержаний серы, никеля и меди и близкие предельные значения их концентраций. Что же касается платиноидов, то на втором участке (сечения III и IV) по сравнению с первым резко (в 2,5 раза) возрастает концентрация палладия, повышается количество платины и, как правило, больше присутствует родия.

На других участках рудоносной зоны в отдельных пробах из поперечных сечений также нередко отмечается более резкое возрастание содержаний ЭПГ, чем сульфидов (аналогично, например, если сравнивать пр. 3 и 5 в сечении I, 13 и 15 в сечении II, 23 и 27 в сечении IV). И наоборот, в пробах с относительно высокими содержаниями серы (до 1,2–1,3 мас.%) и Ni + Cu (0,9–1,0 мас.%), т.е. в 1,5 раза превышающими

Рис. 1. Диаграмма содержаний ЭПГ, S и Ni+Cu в платинометальном оруденении нижней расчлененной серии Панского массива по данным опробования рудоносной зоны

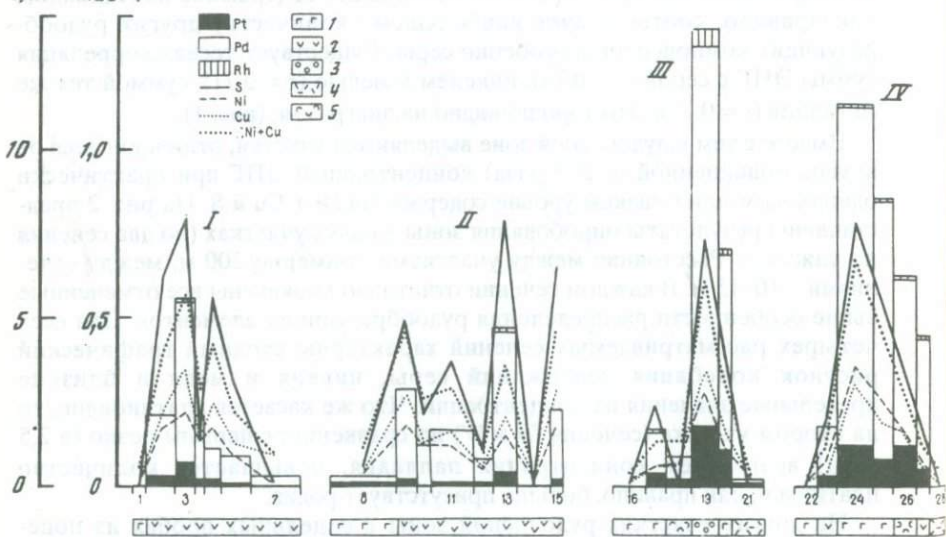
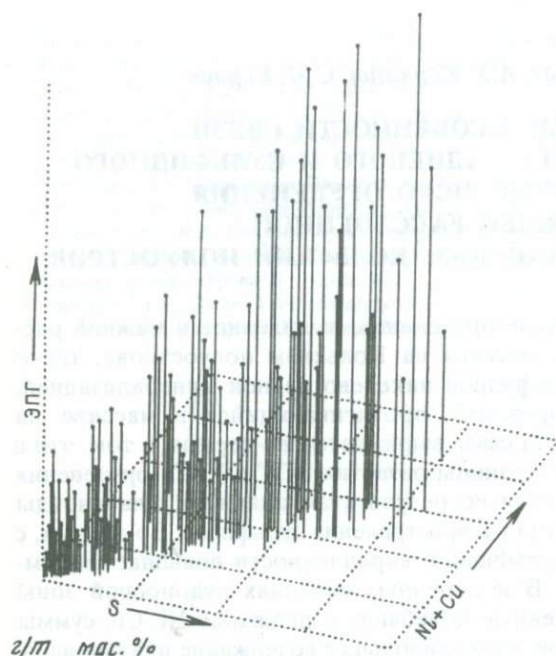


Рис. 2. Вариации содержаний основных компонентов платинометального оруденения в поперечных сечениях рудоносной зоны

1 - лейкократовое габбро; 2 - метагаббро; 3 - оливинсодержащее габбро; 4 - габбронорит; 5 - оливинсодержащий норит; содержание платиноидов - в г/т, остальных - в мас.%; цифры на горизонтальной оси (1-28) - номера проб; сечения I, II - первый участок, III, IV - второй участок

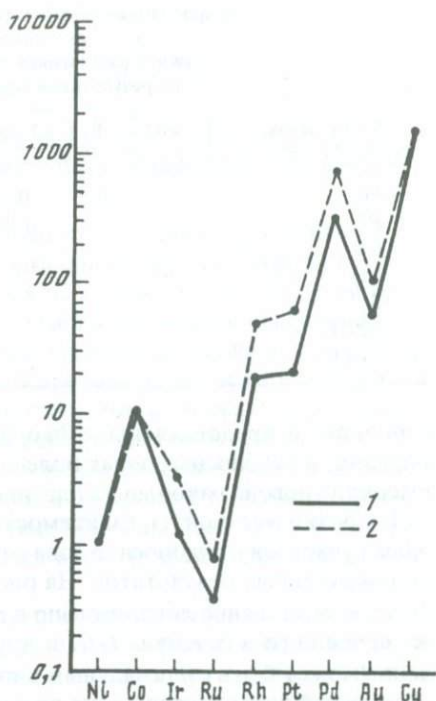
Рис. 3. Распределение основных компонентов платинометалльного оруденения в сульфидной фазе из рудоносной зоны, нормированное по хондриту С 1

1 — первый участок; 2 — второй участок

сравниваемые, присутствует умеренно повышенное количество ЭПГ (8–9 г/т). На приведенной диаграмме (см. рис. 1) видно, что одним и тем же содержаниям S и Ni + Cu независимо от их уровня могут соответствовать заметно различающиеся содержания платиноидов. На рис. 3 приведено распределение основных компонентов в сульфидной фазе из сечений обоих участков рудоносной зоны. Обращает на себя внимание сходство спектров оруденения и одинаковое накопление Cu, Ni и Co на обоих участках. Вместе с тем оруденение второго участка по сравнению с первым характеризуется более высоким уровнем накопления платиноидов.

Связи между ЭПГ и никелево-медной минерализацией в целом идентичны на различных участках рудоносной зоны. Распределение содержаний этих элементов асимметричное, близкое к логнормальному. Причем содержания палладия и родия лучше согласуются с медью, а платины — с никелем. Однако коэффициенты корреляции каждого из платиноидов не отличаются избирательностью относительно никеля или меди (см. таблицу), и лишь палладий имеет с ними тесную связь [2]. У платины и родия корреляция с никелем и медью заметно ниже. Корреляция каждого из платиноидов с серой немного выше количественно, но качественно имеет те же черты. Поскольку платинометалльное оруденение существенно палладиевое, естественно, корреляция общей суммы ЭПГ с никелем, медью и серой имеет те же коэффициенты, что и у палладия. Присутствующее в оруденении золото коррелирует несколько лучше с платиноидами (а среди них больше с платиной), чем с сульфидами, но во всех случаях коэффициенты довольно низкие.

При выяснении геологических условий появления в рудоносной зоне участков с повышенной концентрацией платиноидов при одинаковом количестве сульфидов установлено следующее. В геологических разрезах второго участка (см. рис. 2, сечения III и IV) наблюдается переслаивание разнообразных пород: лейкократовых габбро, измененных габбро, габброноритов, оливинсодержащих норита и габбро, в то время как разрезы первого участка (сечения I и II) менее разнообразны по



**Корреляция основных рудообразующих элементов
в платинометальном оруденении
нижней расслоенной серии Панского массива
по результатам опробования (175 проб)**

Компоненты	Pd	Rh	Cu	Ni	S	ЭПГ	Ni+Cu	Au
Pt	0,81	0,69	0,57	0,58	0,59	0,86	0,60	0,41
Pd		0,73	0,71	0,70	0,74	0,99	0,73	0,35
Rh			0,53	0,53	0,58	0,76	0,55	0,29
Cu				0,90	0,90	0,71	0,98	0,29
Ni					0,89	0,71	0,96	0,30
S						0,74	0,92	0,30
ΣЭПГ							0,73	0,44
Ni + Cu								0,31

строению и представлены лейкогаббро и измененным габбро. Таким образом, в рудоносных зонах более сложного строения отмечается более высокий уровень накопления платиноидов.

Попытки установить зависимость появления обогащенных платиноидами участков в рудоносной зоне от состава слагающих ее пород не дали положительных результатов. На рис. 2 видно, что в сечении IV наиболее богатое оруденение локализовано в лейкократовых габбро. Однако в том же сечении (и в сечениях I-III и других) в аналогичных породах оруденение может быть минимальным или вообще отсутствовать. Морфология рудоносной зоны изучена пока недостаточно, чтобы судить о возможном ее влиянии на распределение платиноидов.

Наличие в рудоносной зоне участков, отличающихся резко различным уровнем концентрации ЭПГ относительно сульфидов, по-видимому, отражает неоднородность распределения их в исходном сульфидно-силикатном расплаве, сформировавшем массив с "висячими" сульфидоносными слоями. Вероятно, вывод, сделанный на основании изучения многих ЭПГ-содержащих медно-никелевых месторождений о том, что общий уровень концентрации платиновых металлов в них определяется особенностями распределения платиноидов в зонах мантийного магмообразования [1], может быть применим в соответствующем масштабе и к отдельным частям месторождений. Существование же на месторождениях участков, обогащенных ЭПГ, при равных содержаниях сульфидов представляет интерес и в практическом плане. Можно полагать также, что на этих участках будет возрастать доля бессернистых минералов, содержащих платиноиды, их индетерметаллических соединений и, возможно, самородных образований.

Л и т е р а т у р а

1. Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В. Дистлер, Т.Л. Гроховская, Т.Л. Евстигнеева и др. М.: Наука, 1988. 232 с.
2. Прокофьев А.П. Основы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1973. 320 с.

С.Ф. Ключин, Т.Л. Гроховская, А.А. Захаров, Т.В. Соловьева

ГЕОЛОГИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПЛАТИНОНОСНОСТИ ОЛАНГСКОЙ ГРУППЫ МАССИВОВ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

В состав Олангской группы расслоенных интрузий перидотит-ортопироксенит-норит-габброноритовой формации входят массивы Луккулайсваара, Ципринга, Кивакка, Ньюдомолакша и Кометтовара. Все они приурочены к северо-западной окраине Пяозерского выступа архейского тоналитового комплекса Центрально-Карельского геоблока. С севера Пяозерский выступ обрамляется Северо-Карельской зоной карелид, выполненной вулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя. Межформационные массивы Луккулайсваара, Ньюдомолакша и Кометтовара расположены между архейскими и нижнепротерозойскими образованиями, при этом массив Луккулайсваара прорывает вулканиты сумия и перекрывается вулканитами сариолия. Массивы Ципринга и Кивакка удалены от краевой зоны и локализованы в архейских гранитоидах Пяозерского выступа.

Массивы размещены в субширотной зоне, которая к западу, на территории Финляндии, фиксируется поясом расслоенных интрузий Койлисмаа–Кеми, и имеют средние размеры. По радиологическим данным, массивы входят в группу магматитов с возрастом, близким к 2,4 млрд лет. Это одна из наиболее характерных возрастных групп ритмично-расслоенных плутонов с платинометальной металлогенической специализацией, распространенных в пределах древних платформ мира [4, 9]. Sm-Nd методом для массива Луккулайсваара установлен возраст 2388 ± 58 млн лет, для массива Ципринга 2355 ± 176 млн лет и для массива Кивакка 2390 ± 15 млн лет [1, 6]. Близкие значения возраста (2435–2440 млн лет) свойственны интрузиям пояса Койлисмаа–Кеми [10]. Наиболее изученными и представительными для Олангской группы являются массивы Луккулайсваара, Кивакка и Ципринга. В рельефе они выражены одноименными горами с абсолютными отметками 300–500 м. Массивы имеют стратиформное строение с падением слоев расслоенной серии на север–северо-запад под углами 30–70°; при этом самое крутое залегание имеет массив Луккулайсваара и самое пологое – Кивакка. Массивы Луккулайсваара и Кивакка обладают сходными чертами строения и несут платиновую минерализацию, массив Ципринга существенно отличается от них характером разреза и практически отсутствием платиновой минерализации.

Массив Луккулайсваара площадью около 30 км² имеет эллипсовидную форму; максимальная мощность разреза интрузива около 5 км (рис. 1). Петрографический разрез массива указывает на отчетливо выраженную первичную расслоенность, характерной особенностью которой является чередование относительно мощных зон сравнительно однородного строе-

ния с маломощными горизонтами тонкорасслоенных пород. Наиболее крупными стратиграфическими единицами разреза интрузии являются ультраосновная, норитовая, габброноритовая и габбровая серии, которые соответствуют макроритмам. Макроритмы включают ритмичность более высокого порядка с многократным чередованием однотипных разновидностей пород.

Ультраосновная серия. В ее составе выделяются переслаивающиеся плагиоклазовые и плагиоклазосодержащие оливиниты, дуниты, бронзититы, гарцбургиты, лерцолиты, вебстериты, меланотроктолиты, мезо- и меланократовые нориты. Распределение пород в разрезе неравномерное, в связи с чем в этой серии выделяются две зоны, или два макроритма. Нижняя зона максимальной мощностью 600–700 м характеризуется преобладанием перидотитов, верхняя мощностью до 300 м – преобладанием бронзититов. Разрез нижней зоны представлен чередованием оливинитов с различным соотношением кумулузного оливина (иногда с хромшпинелью) и интеркумулузного плагиоклаза с пойкилитовыми гарцбургитами (оливиновый кумулат с интеркумулузным ортопироксеном) и верлитами (оливиновый кумулат с интеркумулузным клинопироксеном). Количество плагиоклаза в оливинитах иногда превышает 10%, и эти породы выделяются как меланократовые троктолиты.

Верхняя зона включает бронзититы, плагиобронзититы, плагиоклаз-оливиновые бронзититы, переслаивающиеся с плагиогарцбургитами, верлитами и меланотроктолитами. Основу структурного мотива пироксенитов этой части разреза составляют кумулузный ортопироксен и интеркумулузный плагиоклаз с периодическим и неравномерным развитием клинопироксена. Смена петрографических разновидностей пород определяется лишь вариациями количественных соотношений кумулуза и интеркумулуза. Сульфидная минерализация в данной серии встречается редко; она приурочена лишь к прослоям плагиок-лазсодержащих верлитов и гарцбургитов, ритмично переслаивающихся с меланократовыми троктолитами и норитами верхней части разреза нижней зоны. Сульфиды локализуются в интерстициях породо-образующих силикатов, обычно в ассоциации с хромшпинелью, они представлены высокожелезистым парагенезисом халькопирит–пентлан-дит–троилит (\pm гексагональный пирротин). Для этой ассоциации характерны железистый пентландит ($Fe/Ni = 1,50-1,95$) и пирротин с низким содержанием никеля (до 0,05 мас.%). Типоморфными минералами являются самородная медь, образующая выделения в пирротине, и макинавит, развивающийся по пентландиту.

Норитовая серия обладает сложным разрезом и подразделяется на три зоны: нижнюю норитовую (максимальная мощность до 200 м), критическую (300–600 м) и верхнюю норитовую (до 750 м). В составе всех трех зон присутствуют породы, усложняющие нормальную стратиграфическую последовательность расслоенного интрузива, особенно развитые в средней части разреза норитовой серии. Для норитовой серии характерны породы, сложенные котектической ассоциацией ортопироксена и плагиоклаза, чаще всего биминеральные или содержащие первые единицы процента интеркумулузного клинопироксена. Появлением кумулузного плагиоклаза контролируется переход от ультра-

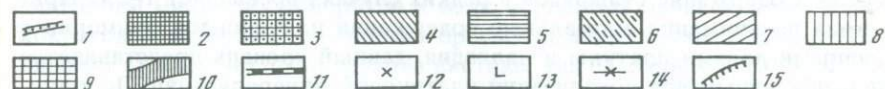
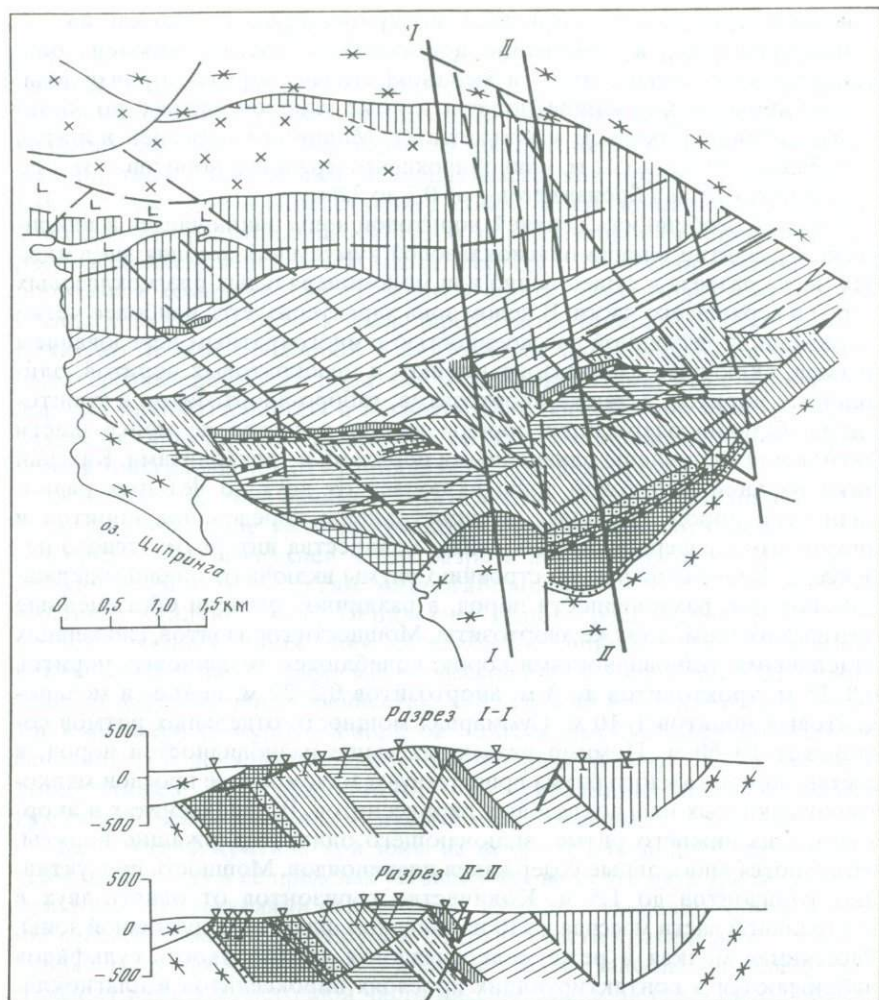


Рис. 1. Схема геологического строения массива Луккулайсваара

1 – габронориты нижней краевой зоны; 2–6 – зоны: 2 – перидотитов, 3 – пироксенитов, 4 – нижняя норитовая, 5 – критическая, 6 – верхняя норитовая; 7, 8 – серии: 7 – габроноритов, 8 – габбро; 9 – пегматоидные габбро; 10 – микрогабронориты; 11 – ЭПГ минерализация; 12 – диоритовые плагипорфиры; 13 – вулканиты сариолия; 14 – гнейсдиориты и плагииграниты; 15 – надвиг

основной серии, в которой плагиоклаз присутствует только как интеркумулусная фаза, к собственно норитовой. В составе нижней зоны присутствуют лейко-, мезо- и меланократовые нориты, бронзититы, клинопироксенсодержащие нориты и реже габбро-нориты с пойкилитовым клинопироксеном и анортозитами. Мощности прослоев норитов колеблются от 1,5 до 12 м, клинопироксенсодержащих норитов – от 2 до 28 м, анортозитов и бронзититов – от 0,2 до 3,0 м.

Главная особенность верхней норитовой зоны заключается в циклическом развитии оливин-плагиоклазовой кумулусной ассоциации в нижней части разреза и существенно или мономинеральных плагиоклазовых пород в верхней его части. В целом зона характеризуется наиболее четко выраженной ритмичной расслоенностью с многократным чередованием ритмов, включающих горизонты лейко- и мезократовых норитов, оливиновых норитов, а также анортозитов, габбро-анортозитов и троктолитов. Оливинсодержащие породы входят в состав не менее шести ритмов и представлены оливиновыми норитами и троктолитами. Каждый ритм верхней норитовой зоны включает от двух до четырех разновидностей пород. Наиболее распространены чередования норитов и анортозитов, содержащих небольшие количества интеркумулусного пироксена. Более сложные по строению ритмы включают оливинсодержащие породы, разновидности пород, в различной степени обогащенные ортопироксеном, а также анортозитами. Мощности горизонтов, сложенных отдельными разновидностями пород, колеблются: оливиновых норитов 0,8–25 м, троктолитов до 3 м, анортозитов 0,2–20 м, лейко- и меланократовых норитов 1–10 м. Суммарная мощность отдельных ритмов составляет 10–60 м. Помимо указанных выше разновидностей пород, в составе почти каждого ритма присутствуют маломощные прослои мелкозернистых плагиоклазовых пироксенитов. В пироксенитах и анортозитах из нижнего ритма, включающего оливинсодержащие нориты, отмечаются аномальные содержания платиноидов. Мощность продуктивных горизонтов до 1,5 м. Количество горизонтов от одного-двух в центральной части массива до 10 на западном фланге продуктивной зоны. Рассеянная мелкая и реже мелкогнездовая вкрапленность сульфидов наблюдаются в контактирующих прослоях пироксенитов и плагиоклазитов. Содержание сульфидов в редких случаях превышает 1–2%. Принимая во внимание аномальные содержания платиноидов примерно с равными долями платины и палладия, данный уровень представляется перспективным для локализации платиновой минерализации. Дополнительной предпосылкой этого может служить наличие в породной ассоциации аномальной зоны оливинсодержащих пород с зернами оливина амёбовидных очертаний, характерных для J-M Рифа массива Стиллутер.

В критической зоне наряду с типичными для норитовой серии разновидностями пород распространены прожилковые, шлировые, жильные и другие обособления контрастных по петрографическому составу породных ассоциаций. Помимо высокой изменчивости петрографического состава пород, для этой части разреза характерны весьма значительные вариации текстурно-структурных особенностей пород, представленных микро-крупнозернистыми и пегматоидными разновидностями.

Наиболее характерен комплекс микро- и мелкозернистых пород, который представлен порфиристо-пойкилоофиолитовыми микрогабброноритами, микроноритами и микрогаббро. Эти породы имеют своеобразный облик и структуру, обусловленные развитием относительно крупных сфероидных монокристаллов ортопироксена, насыщенных микролитами плагиоклаза. Основная масса, как правило, плагиоклаз-клинопироксеновая, представляет собой микрозернистый агрегат с флюидально-трахитоидной текстурой, обусловленной ориентированным расположением лейст плагиоклаза. Наряду с богатыми плагиоклазом породами в комплекс микрозернистых пород также входят практически бесплагиоклазовые орто- и клинопироксениты. Микрозернистые породы образуют тонкое прожилко- и линзовидное переслаивание с нормальными среднезернистыми норитами и габброноритами, что с наличием в породах крупнозернистых и пегматоидных обособлений придает таким участкам характерный такситовый облик. Расслоенность пород критической зоны варьирует от субмиллиметровой до метровой.

Особое положение занимает субсогласное со стратификацией интрузива дайкообразное тело микрогабброноритов мощностью до 200 м, локализованное в верхней части разреза норитовой серии. По петрографическим особенностям микрогаббронориты этого тела весьма близки комплексу микрозернистых пород, рассмотренных выше, представляющих собой одну из наиболее типичных разновидностей критической зоны. Помимо микрорасслоенности и развития такситовых текстур, характерной особенностью критической зоны является наличие в ней минимум двух уровней норитов с "обломками" микрогабброноритов от угловатой до эллипсоидной формы размером от 2–3 до 30 см в поперечнике. Не исключено, что указанные нориты могут трансироваться по латерали и служить маркирующим горизонтом.

Перспективы критической зоны на металлы платиновой группы изучены слабо, хотя в ее пределах установлены не менее двух уровней с аномальными содержаниями платиноидов. Наиболее уверенно горизонт аномальных содержаний фиксируется в верхней части критической зоны, неполная вскрытая мощность его достигает 20 м. Наиболее детально этот горизонт изучен в восточной части массива. Здесь он представлен переслаиванием микрогабброноритов и мелкозернистых мелано-, мезо- и лейкократовых норитов с единичными прослоями анортозитов. Для этого горизонта характерно преобладание платины над палладием в 10 раз и более. При минераграфическом изучении установлено наличие двух парагенетических ассоциаций сульфидов: пентландит-халькопирит-пирротинового и пентландит-халькопиритового состава. Минералы металлов платиновой группы встречаются в парагенезисе с этими ассоциациями и представлены сперритом, меренскитом и котульскитом.

С дайкообразным телом микрогабброноритов связаны два типа платиновой минерализации. Наиболее богатая, с крайне неравномерным распределением оруденения минерализация ассоциирует с шпировидными обособлениями пегматоидных плагиопироксенитов, распространенных внутри тела микрогабброноритов. Основной же тип рудной минерализации приурочен к метасоматически-измененным плагиоклазитам и лейко-

Химический состав минералов (в мас. %) платиновых металлов (РСМА)

№ п/п	Минерал	Pt	Pd	Rh	Cu	Ag
1	Маякит	-	45,71	-	-	-
2	Стиллуотерит	0,32	74,22	-	3,20	-
3	Мертит	0,07	70,19	0,04	0,12	0,18
4	Изомертит	1,00	76,77	-	-	-
5	Холлингвортит	13,74	4,90	33,24	-	-
6	Pd ₂ (Cu, Ag) ₂ S ₃	-	45,58	-	22,73	9,57
7	Pd ₂ (Cu, Ag) ₂ S ₃	0,33	45,91	-	23,83	10,04
8	Котульскит	1,0	44,81	-	-	-
9	Sb-котульскит	0,71	39,77	-	-	-
10	Меренскиит	-	29,0	-	-	-
11	Майченерит	1,15	23,3	-	-	0,65
12	PtAs ₂ S ₄	41,40	-	-	-	-
13	Мончеит	38,93	1,64	-	0,66	0,94
14	Теларгпалит	0,29	38,41	-	0,56	28,40
15	Pd ₈ Te ₃	0,62	61,60	-	-	4,41
16	Брэгит	69,54	3,15	-	-	0,09
17	Туламинит	76,77	0,73	-	11,88	-
18	"	70,73	7,35	-	12,15	-
19	Сопчеит	0,20	24,33	-	-	35,41
20	Pd ₆ AgTe ₄	-	52,12	-	-	7,86
21	Сульфотеллурид	3,08	44,05	-	12,81	0,94
22	Арсенопалладинит	-	73,05	-	0,29	-
23	Pd ₂ (Sn, Sb)	0,16	63,56	-	-	0,93
24	Таймырит	3,89	59,28	-	7,27	-
25	Rh-кобальтин	1,96	1,79	15,45	0,22	2,73
26	Ирарсит	20,2	30,73	12,4	-	-
27	Мончеит	39,8	0,8	-	-	-
28	"	31,9	5,4	-	-	-
29	"	24,9	10,8	-	-	-
30	"	22,7	11,1	-	-	-
31	"	21,8	12,0	-	-	-
32	"	19,2	14,4	-	-	-
33	"	18,2	14,8	-	-	-
34	"	17,2	14,4	-	-	-
35	"	-	26,2	-	-	-
36	Меренскиит	-	27,5	-	-	-
37	Котульскит	-	41,0	-	-	-
38	"	-	42,1	-	-	-
39	Сперрилит	54,7	-	-	-	-

Примечание. Ан. 1-26 - ИГЕМ РАН, И.П. Лапутина, массив Луккулайсваара, 27-33 - КНЦ РАН, А.И. Леднев, массив Кивакка. Ан. 5 содержит 3,23 мас.% Ir; ан. 14 - 9,47 мас.% Pb; ан. 25 - 17,7 мас.% Co; ан. 29 - 0,4 мас.% Rh.

Fe	Ni	Te	Bi	Sb	As	S	Sn	Сумма
-	24,76	-	-	0,16	30,50	-	-	100,93
-	0,85	-	-	-	20,20	0,22	-	99,01
0,75	0,07	0,15	0,85	25,62	2,23	0,36	-	100,63
-	-	2,56	0,18	12,22	9,48	-	-	102,2
-	-	-	-	-	30,86	14,08	-	100,6
-	0,18	-	-	-	-	19,92	-	97,98
-	0,05	-	0,22	-	-	20,25	-	100,63
-	-	52,23	1,33	0,25	-	-	-	99,62
-	-	36,29	18,39	7,47	-	-	-	102,63
-	-	63,85	6,59	-	-	0,15	-	99,59
-	-	29,79	44,51	0,94	-	-	-	100,34
-	0,19	0,23	2,71	0,26	28,76	24,14	-	97,69
0,84	0,19	53,11	2,88	-	-	0,99	-	100,2
-	0,08	20,18	1,0	-	0,37	9,29	-	99,06
-	-	32,76	-	-	-	-	-	99,39
0,13	8,31	-	-	-	-	18,31	-	99,53
10,05	-	-	-	-	-	-	-	99,43
9,09	-	-	-	-	-	-	-	99,32
-	-	40,81	-	0,17	-	0,09	0,07	101,08
-	-	40,39	-	-	-	-	-	100,37
3,55	-	21,51	-	-	-	5,04	9,54	100,52
0,53	0,38	-	0,08	0,51	22,34	-	-	97,17
-	-	0,60	0,25	16,55	0,08	0,24	16,43	98,8
0,66	-	0,37	-	-	-	0,44	26,33	98,24
4,74	-	-	-	40,15	16,76	-	-	101,4
-	-	-	-	-	26,6	10,0	-	100,0
0,9	0,3	49,8	7,7	-	-	-	-	99,3
0,4	0,3	51,2	10,3	-	-	0,1	-	99,6
0,6	0,1	58,1	4,6	-	-	-	-	99,1
1,6	-	59,0	5,1	-	-	0,2	-	99,7
1,0	0,4	60,2	3,7	-	-	0,1	-	99,2
0,5	-	57,6	8,4	-	-	0,1	-	100,2
0,2	0,4	55,0	10,9	-	-	-	-	99,5
0,9	0,2	54,5	11,5	0,1	-	0,1	-	98,9
0,2	0,2	52,4	20,7	0,1	-	-	-	99,8
0,3	0,1	58,5	13,2	0,1	-	0,1	-	99,8
0,6	-	38,2	19,3	0,1	-	0,1	-	99,3
0,2	-	41,4	16,2	0,2	-	-	-	100,1
0,5	-	-	-	-	43,6	0,1	-	99,7

кратовым габброноритам экзоконтактной зоны тела микрогабброноритов. В шлирах и рудных горизонтах этих уровней установлены более 30 минеральных фаз металлов платиновой группы, размеры которых колеблются от первых единиц до 300 мкм (см. таблицу). В большинстве случаев минералы ЭПГ ассоциируют с халькопиритом, хотя сульфидная минерализация представлена несколькими парагенетическими ассоциациями. Обособления пегматоидных пироксенитов и плагиоклазитов с сульфидной минерализацией характеризуются сложной *неправильной линзовидной, гнездовой, прожилковой* формой. Мощность их колеблется от первых сантиметров до десятков дециметров и редко превышает 1 м. В большинстве случаев эти обособления вытянуты вдоль простирания тела микрогабброноритов. Распределение шлировых выделений в пределах тела микрогабброноритов крайне неравномерное, они, вероятно, расположены кулисообразной цепочкой и приурочены к 2–3 уровням разреза микрогабброноритов. Это подтверждается тем, что шлиры зафиксированы в большинстве изученных сечений примерно на одних и тех же уровнях. Оруденение в пегматоидных обособлениях *вкрапленное и гнездово-вкрапленное*, распределение сульфидов неравномерное и составляет от 2 до 5%, в наиболее обогащенных участках достигает 20–30%. Породообразующие силикаты шлиров в большинстве случаев метасоматически изменены и в ряде мест нацело амфиболизированы. Сульфидная минерализация рассматриваемого типа оруденения представлена несколькими парагенетическими ассоциациями: борнит-миллерит-халькопиритовой, пентландит-халькопиритовой, халькозин-борнит-халькопиритовой, реже отмечается пирротин-пентландит-халькопиритовая.

Практически во всех ассоциациях преобладает халькопирит, по которому развиваются борнит и халькозин. Пентландит в халькопиритовых ассоциациях замещается виоларитом и годлевскитом. В качестве редких минералов отмечаются клаусталит и минерал состава $(\text{Re}, \text{Cu})_2\text{S}$. Минералы металлов платиновой группы в основном ассоциируют с халькопиритом. С этим типом оруденения ассоциируют более 20 минеральных фаз платиноидов, они тесно связаны с миллерит-борнит-халькопиритовым и пентландит-халькопиритовым оруденением. Наибольшим распространением пользуются минералы палладия. Типоморфной ассоциацией в данных породах является парагенезис висмуто-теллуридов палладия и серебра – теларгалита, сопчеита и неизвестных ранее $(\text{Pd}, \text{Ag})_8\text{Te}_3$ и Pd_6AgTe_4 , образующих сложные сростания с мончеитом, котульскитом и туламинитом в халькопирите. В пентландит-халькопиритовой ассоциации отмечаются также холингвортит, ирарсит, мертиит, таймырит, $\text{Pd}_2(\text{Sn}, \text{Sb})$, майченерит, меренскиит, иногда в сростании с гесситом. Обнаруженный в халькопирите или в сростании с таймыритом и котульскитом электрум характеризуется *низким содержанием золота*. Сперрилит встречается во всех минерализованных зонах.

Экзоконтактные породы тела микрогабброноритов представлены измененными лейкократовыми габброноритами и плагиоклазитами с *рассеянной вкрапленностью* сульфидов. Содержание сульфидов не превышает первых процентов. Мощность продуктивного горизонта от 0,3 до

4,0 м. Сульфидная минерализация представлена несколькими парагенетическими ассоциациями. Первично-магматическая стадия сопровождается халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциацией. С вторичными процессами связано оруденение пирротин-пентландит-халькопиритового и халькопиритового состава. Среди амфибола, цоизита и других вторичных минералов широко развита халькозин-халькопиритовая (\pm пентландит) ассоциация. Наряду с главными сульфидами в этом горизонте установлены минералы ряда кобальтин-герсдорфит, флетчерит, галенит (иногда в сростании с буланжеритом), ковеллин, хизлевудит, полидимит, миллерит и борнит. В габброидах и анортозитах экзоконтакта ассоциация платиновых минералов представлена сперрилитом, холингвортитом, мертиитом, изомертиитом, маякитом, арсенопалладинитом, стиллуотеритом, меренскиитом, котульскитом и реже неизвестным ранее минералом (Pd, Ag, Cu) $_4\text{S}_3$. Электрум в анортозитах по сравнению с шпировым типом оруденения имеет более высокое содержание золота. Самородное золото в виде зерен округлой формы размером до 30 мкм отмечается в халькопирите этой зоны. Большинство минералов платиновой группы ассоциируют с халькопиритом. Только сперрилит и меренскиит являются минералами-космополитами и распространены практически во всех типах сульфидных парагенезисов и продуктивных пород [3].

Габброноритовая серия характеризуется наличием в кумулюсной структурной группе клинопироксена. Разрез этой серии начинается пачкой переслаивания бронзититов, габброноритов, оливниновых норитов и оливниновых габброноритов мощностью около 50 м с преобладанием оливниносодержащих пород. Выше указанной пачки в разрезе серии доминируют среднезернистые мезократовые габбронориты с прослоями лейко- и меланократовых разновидностей анортозитов и реже микрогабброноритов. Предполагаемая мощность габброноритовой серии около 1200 м. Кумулюсная структурная группа габброноритов представлена плагиоклазом, орто- и клинопироксеном. Отличительной чертой верхней части серии габброноритов является наличие в ней сдвойникового (по 001) моноклинного пироксена (возможно, инвертированного пижонита).

Породы *габбровой серии* завершают разрез интрузива. Петрографической границей серии является исчезновение ортопироксена в кумулате пород. Габбро среднезернистое, офитовой и габброофитовой структуры, практически полностью амфиболизировано, часто с реликтами моноклинного пироксена. Среди габбро отмечаются прослой габброноритов, содержащие единичные порфиновые зерна ортопироксена. В верхней части разреза отмечаются горизонты с вкрапленностью титаномагнетита и сульфидов. Сульфидизированные разновидности габбро характеризуются повышенными содержаниями золота и платиноидов. В верхней части разреза наблюдаются секущие прожилки плагиопорфиров диоритового состава и мелкозернистых гранофировых гранитов.

Массив Кивакка характеризуется хорошо выраженной расслоенностью, в его составе выделяются те же серии, что и в массиве Луккулайсваара. Кроме того, здесь обнажены нижняя и верхняя краевые серии [5, 7].

Хотя разрезы интрузивов Луккулайсваара и Кивакка представлены

одними и теми же сериями, детали строения ультраосновной и норитовой серий имеют существенные различия. Ультраосновная серия массива Кивакка характеризуется однородной [8] расслоенностью, а эта же серия интрузива Луккулайсваара имеет ритмично-расслоенное строение. В массиве Кивакка эта серия представлена плагиоклазсодержащими оливинитами и перидотитами, имеющими следующие петрохимические показатели: $K_F = 0,24-0,28$; $K_{III} = 0,70-0,89$; отношение $CaO/Al_2O_3 = 0,61-0,69$; оливин содержит $Fe_{0,83,6-84,3}$, плагиоклаз — $An_{61,5-64,0}$; для массива Луккулайсваара характерны $K_F = 0,27-0,31$; $K_{III} = 0,65-0,68$; отношение $CaO/Al_2O_3 = 0,89-0,76$; оливин содержит $Fe_{0,78-82}$, плагиоклаз — An_{64-76} (рис. 2).

На диаграмме в координатах $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$ и $S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$ перидотиты обоих массивов ложатся в поле лерцолитов.

Норитовая серия массива Кивакка, как и ультраосновная, имеет более простое строение, чем в массиве Луккулайсваара, и делится на нижнюю зону ритмично-расслоенных норитов с прослоями пироксенитов и верхнюю зону однородных норитов. Для этой зоны характерны следующие петрохимические показатели: $K_F = 0,29-0,32$; $K_{III} = 0,80-0,95$; отношение $CaO/Al_2O_3 = 0,51-0,58$; оливин содержит $Fe_{0,79,1}$, пироксен — $En_{79,9}$, плагиоклаз — An_{76-77} .

Норитовая серия массива Луккулайсваара имеет трехчленное строение, в ее составе выделяются нижняя и верхняя норитовые зоны и разделяющая их критическая зона. Для нижней зоны характерны следующие петрохимические показатели: $K_F = 0,34-0,38$; $K_{III} = 0,87-0,93$; отношение $CaO/Al_2O_3 = 0,68-0,53$; ортопироксен содержит En_{77-80} , клинопироксен — $Wo_{44,8}$, $En_{45,4}$ и $Fs_{9,7}$, плагиоклаз — An_{75} ; для критической зоны: $K_F = 0,35-0,42$; $K_{III} = 0,69-0,96$; отношение $CaO/Al_2O_3 = 0,87-0,55$; ортопироксен содержит En_{80-87} , клинопироксен — $Wo_{52,5}$, $En_{38,4}$ и $Fs_{9,1}$.

Для верхней норитовой зоны: $K_F = 0,40-0,49$; $K_{III} = 0,72-0,85$; отношение $CaO/Al_2O_3 = 0,71-0,58$; оливин содержит $Fe_{0,73-75}$, ортопироксен — En_{73-83} , клинопироксен — Wo_{52} , En_{35} , Fs_{13} .

Таким образом, нориты массива Луккулайсваара отличаются от норитов массива Кивакка повышенным коэффициентом фракционирования и отношением известки к глинозему.

Кроме того, прослой оливинсодержащих пород массива Кивакка приурочены к основанию нижней норитовой зоны, а в массиве Луккулайсваара — к основанию верхней норитовой зоны. Оливины этих горизонтов различаются на 4–6% по содержанию форстерита.

Для интрузии Кивакка продуктивной на платиноиды является зона ритмично-расслоенных норитов. Для этой зоны характерно наличие практически по всему разрезу рассеянной сульфидной минерализации. Содержание сульфидов редко превышает 1%. На этом фоне выделяются слои, обогащенные сульфидами, которые представлены вкрапленностью и гнездообразными скоплениями халькопирита, пентландита и пирротина.

Максимальные содержания сульфидов с повышенными концентра-

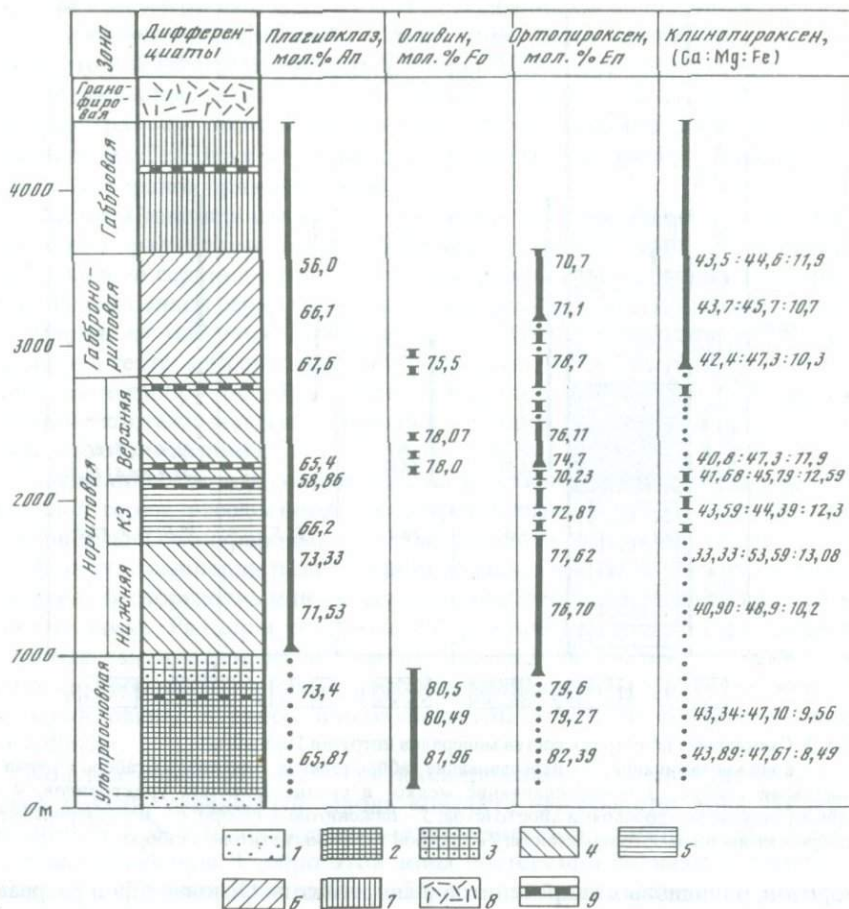


Рис. 2. Состав минералов по разрезу расслоенной серии интрузии Луккулайсваара

1 – габбронориты нижней краевой зоны; 2 – перидотиты с прослоями пироксенитов, норитов и троктолитов; 3 – бронзититы с прослоями перидотитов и норитов; 4 – нориты, в верхней части с прослоями оливинсодержащих разновидностей; 5 – породы критической зоны (КЗ); 6 – габбронориты; 7 – габбро; 8 – гранофириновые граниты и диоритовые порфириты; 9 – зоны с аномальными содержаниями платиноидов

циями платиноидов чаще всего ассоциируют с прослоями пироксенитов или меланократовых норитов, реже отмечают в прослоях плагиоклазитов. Аномальные содержания платиноидов приурочены к трем уровням: первый уровень связан с оливинсодержащими пироксенитами нижней части разреза зоны; второй – с прослоем пироксенитов в средней части разреза; третий – с прослоем меланократовых норитов в ассоциации с лейкократовыми норитами верхней части разреза зоны. Мощность этих горизонтов по простиранию меняется от 1 до 30 м.

Наиболее перспективным является первый горизонт. В центральной части массива он представлен пачкой переслаивания оливинсодержащих

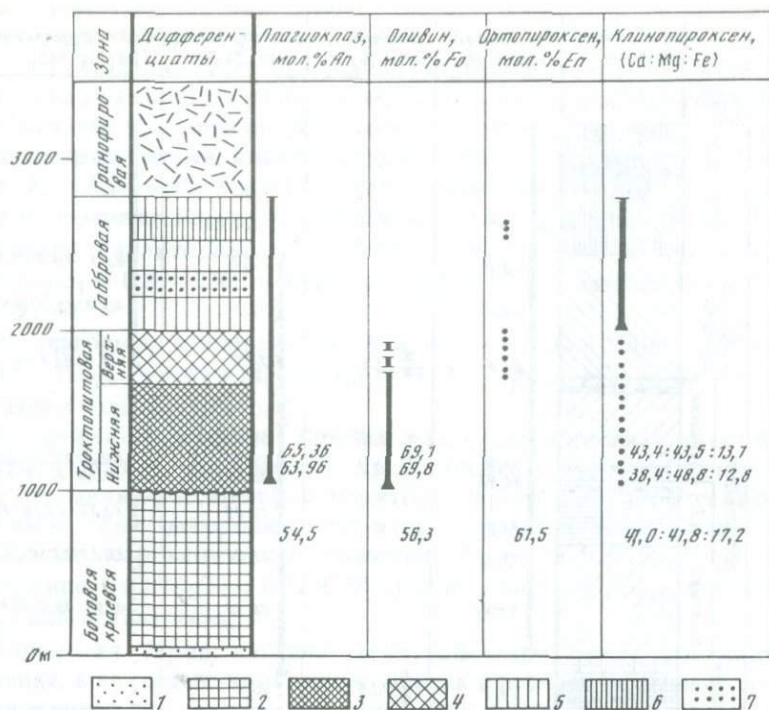


Рис. 3. Схематический разрез и состав минералов интрузии Ципринга

1 – зона контаминации; 2 – переслаивание габброноритов, оливиновых габбро с пегматоидными габбро; 3 – переслаивание мелко- и среднезернистых троктолитов, 4 – лейкотроктолиты с прослоями анортозитов; 5 – пижонитовые габбро; 6 – мелкозернистые габбро с вторичным ортопироксеном; 7 – прослой титаномagnetитовых габбро

норитов, оливиновых пикросенитов и анортозитов. Основной фон разреза составляют оливинсодержащие нориты, среди которых отчетливо выделяются прослой оливиновых пироксенитов, обогащенных сульфидами. Внешне они выделяются по более темному, почти черному цвету пород, наличию ржавых пятен на выветрелой поверхности и крупнозернистым строением. Главные породообразующие минералы пироксенитов представлены ортопироксеном ($En_{74,0}$) – до 50–53%, плагиоклазом ($An_{80,8}$) – до 25%, оливином ($For_{79,1}$) – до 10% и авгитом ($Wo_{44,8-45,6}$); $En_{44,9-46,4}$, $Fs_{10,3}$ – до 5–10% [2]. В качестве аксессуарных присутствуют циркон, рутил, ильменит, магнетит и биотит. Количество таких прослоев в пачке непостоянно (до 3), мощность их колеблется от 0,3 до 3 м. Содержание суммы платиноидов не превышает 6 г/т, при этом отношение Pt/Pd меняется от 1:3 до 2:1. Сульфидная минерализация представлена пирротин-пентландит-халькопиритовой ассоциацией. Среди второстепенных и редких минералов отмечаются виоларит, пирит, сфалерит, борнит, халькозин, галенит, интерметаллические соединения золота и серебра. Минералы платиновых металлов образуют мелкие (до 40 мкм) включения в пирротине, халькопирите и пентландите, нередко они обособ-

ляются в межзерновом пространстве сульфидных и силикатных минералов, в отдельных случаях наблюдаются среди породообразующих силикатов. Количество минеральных фаз ЭПГ значительно меньше, чем в продуктивных зонах массива Луккулайсвара. Наиболее широко распространены минералы изоморфного ряда меренскиит (Pd_2Te)—мончеит (Pt_2Te), реже отмечаются сперрилит и котульскит. Химический состав минералов приведен в таблице.

Массив Ципринга отличается от других массивов Олангской группы широким развитием пород боковой краевой серии и секущих расслоенную серию диоритовых порфиритов и гранофириновых гранитов. В его расслоенной серии отсутствуют ультраосновная и норитовая серии. В отличие от массивов Луккулайсваара и Кивакка основную часть расслоенной серии массива Ципринга составляют троктолиты и титаномagnetитовые габбро (рис. 3). Породы боковой краевой серии приурочены к южному контакту массива и отделены от пород расслоенной серии зоной субширотного разлома.

Таким образом, в строении массива участвуют контаминаты боковой краевой серии; расслоенные серии троктолитов и габбро; диоритовые порфириты и гранофириновые граниты, секущие расслоенные серии.

Зона контаминации развита вдоль южного контакта массива и представлена беспорядочным переслаиванием габброидов массива и гранодиоритов рамы. Размеры обособлений различных пород — от первых десятков сантиметров до 10–15 м. Мощность зоны контаминации до 50 м и более. Габбро в этой зоне сильно амфиболлизированы, биотитизированы и окварцованы, с аксессуарным апатитом и тонкой вкрапленностью сульфидов.

Контакт пород массива с контаминированными вмещающими породами резкий, извилистый. Вдоль контакта наблюдается зона закалки мощностью 2–3 м, сложенная мелкозернистыми габбро с вкрапленностью сульфидов. Габбро этой зоны постепенно сменяются оливинными и оливинсодержащими габбро и габброноритами. Среди них выделяются массивные и реже трахитоидные разновидности с прослоями крупнозернистых и пегматоидных габбро. Мощность прослоев до 10–30 см. Переходы между мелко- и крупнозернистыми разновидностями пород постепенные. По мере удаления от зоны закалки в породах боковой краевой серии увеличивается количество пегматоидных обособлений с возрастанием их мощности от первых до десятков метров. В непосредственной близости от субширотного разлома, отделяющего зону боковых пород от расслоенной серии, наблюдаются пластовые тела габбро-пегматитов мощностью от 50 до 250 м.

Оливинные и оливинсодержащие габбронориты представлены неравномерно мелко-крупнозернистыми, массивными, реже трахитоидными породами с долеритовой структурой. Наибольшим идиоморфизмом кристаллов характеризуются плагиоклаз и оливин мелкозернистых пород. Крупные зерна плагиоклаза обладают таблитчатыми формами, обычно с обратной зональностью. Внутренняя часть зерен содержит 53% анортитовой молекулы, а внешняя — 56%. Оливин представлен Fo_{56} . Зерна клинопироксена порфирировидные, размером до 5–10 мм, с пойкилитовыми

включениями плагиоклаза. Ортопироксен занимает интерстиционное положение. Габбро-пегматиты характеризуются крупно-гигантозернистыми структурами с идиоморфным плагиоклазом и интерстиционным клинопироксеном и единичными зернами и агрегатами титаномагнетита, сульфидов, кварца и апатита. Содержание титаномагнетита и сульфидов редко превышает первые проценты. Содержание ЭПГ не превышает 0,01 г/т и только в одной пробе достигает 1 г/т.

Серия троктолитов делится на две зоны – нижнюю и верхнюю. Нижняя зона характеризуется наиболее контрастной ритмической расслоенностью, обусловленной чередованием лейко-, мезо- и меланократовых троктолитов мелко-среднезернистой структуры, массивной и трахитоидной текстуры. Мощность отдельных слоев, слагающих ритмы, от 10 см до первых метров. В верхней части разреза отмечаются единичные прослои анортозитов мощностью до 20 м.

Для троктолитов кумулусными минералами являются оливин и плагиоклаз, интеркумулусными – клинопироксен с единичными зернами магнетита и сульфидов. В анортозитах кумулулус представлен плагиоклазом, интеркумулулус – клинопироксеном и магнетитом. На фоне мелко-среднезернистой основной массы троктолитов выделяются отдельные крупные (до 1–2 см по удлинению) лейсты плагиоклаза с прямой зональностью. Содержание анортитовой молекулы находится в пределах 63–65%. Зерна оливина в виде пойкилитовых включений локализируются в кумулульном клинопироксене, образуя гетерадкумуляты.

Верхняя зона сложена лейкократовыми троктолитами, оливинсодержащими и оливиновыми габброноритами, реже габбро и анортозитами. Кумулусная структурная группа представлена плагиоклазом и оливином, интеркумулулусная – клинопироксеном, ортопироксеном, магнетитом и апатитом. В разрезе зоны наблюдается ритмическая расслоенность, выражающаяся в чередовании горизонтов лейкократовых троктолитов и анортозитов, мощность до 50 м. Породы верхней зоны крупнозернистые, массивные с габбровой и габбро-офитовой структурой. Плагиоклаз образует крупные зональные кристаллы, в периферических частях которых локализируются зерна оливина. Более крупные из них имеют заливообразную форму, замещены боулингитом и магнетитом. Породы верхней зоны троктолитов очень бедны сульфидами.

Серия габбро характеризуется хорошо выраженным ритмичным чередованием мелко- и крупнозернистых пород, а также габбро с высоким (до 10–15%) и низким (1–5%) содержанием титаномагнетита и ильменита. Основная разновидность габбро представляет собой породы темно-серого до черного цвета, мезо- и меланократовые, с характерным темным плагиоклазом, массивной и трахитоидной текстуры. Наибольшим идиоморфизмом зерен характеризуются плагиоклаз и моноклинный пироксен. В интерстициях расположены титаномагнетит, ильменит, кварц, микрографические срастания и сульфиды. В верхней части серии выделяется горизонт мелкозернистых трахитоидных габбро с вторичным ромбическим пироксеном.

Вкрапленное ильменит-титаномагнетитовое оруденение в габбро сопровождается сульфидами – халькопиритом, пирротинном, пентландитом,

пиритом, ковеллином и маккинавитом. Количество сульфидов обычно не превышает 1–2%. Содержание платиноидов в габбро только в единичных точках достигает 1 г/т.

Диоритовые порфириды и гранофировые граниты широко распространены в северо-западной части массива и имеют секущие интрузивные контакты с породами расслоенной серии. Диоритовые порфириды представляют собой породы зеленовато-серого цвета с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза изометричной и таблитчатой формы размером до 1–5 мм. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз, кварц и амфибол, редко отмечается биотит. Наиболее характерные вторичные минералы – эпидот и цоизит. Диоритам свойственно наличие пиритовой минерализации в виде мелких, хорошо образованных кубических кристаллов (содержание до 1–3%). Между диоритовыми порфиритами и гранофировыми гранитами наблюдаются как постепенные переходы, так и взаимопроникновения. Породы, относимые к гранофировым гранитам, по составу соответствуют гранофировым гранодиоритам и гранитам с хорошо выраженными гранофировыми структурами. Генетическая связь этих пород с расслоенными интрузиями остается не ясной.

Для понимания особенностей металлогении Олангских интрузий важное значение имеет развитие представлений об относительных возрастных соотношениях между ними. Рядом исследователей высказывалось мнение о том, что все массивы представляют собой блоки единого тектонически разобщенного крупного интрузива. Полученные в последнее время данные по внутреннему строению массивов Луккулайсваара, Кивакка и Ципринга позволяют утверждать, что каждый из них отражает последовательные фазы внедрения достаточно индивидуализированных по составу магматических расплавов, связанных общим источником и единством первичной магмы. При этом, вероятно, существенную роль могли играть процессы глубинной дифференциации в промежуточных магматических камерах.

Подобные процессы свойственны практически всем сообществам магматических тел, выделяемых в зоне Койлисмаа–Кеми. Сближенные интрузивные тела в группах интрузий Кеми–Пеникат, Суханко–Контярви отличаются не только хорошо выраженными индивидуальными особенностями внутреннего строения, но и металлогенической специализацией.

Внутренне строение массивов Олангской группы указывает на то, что каждый из них имеет свои особенности. Массив Луккулайсваара выделяется среди всех интрузий пояса Оланга–Койлисмаа–Кеми своеобразием внутреннего строения и рудоносности. Это своеобразие обусловлено наличием в разрезе его базитовой серии не менее 11 уровней оливиновых и оливинсодержащих пород, наличием критической зоны, а также дайкообразных тел микроабброноритов и минерализованных горизонтов (более пяти) с аномальными содержаниями платиноидов и большим разнообразием минеральных фаз металлов платиновой группы.

Этими особенностями и обусловлены наиболее высокие по сравнению с другими массивами Олангской группы перспективы платиноносности

массива Луккулайсваара. Массив Ципринга по своему строению и металлогенической специализации резко отличается от массивов Луккулайсваара и Кивакка и представляется бесперспективным на поиски платиноидов.

Л и т е р а т у р а

1. *Амелин Ю.В., Семенов В.С.* О возрасте и источнике магм нижнепротерозойских платиноносных расслоенных интрузий Карелии // Всесоюз. совещ. "Изотопное датирование эндогенных рудных формаций": Тез. докл. Тбилиси, 1990. С. 40–42.
2. *Барков А.Ю., Леднев А.И., Ключин С.Ф., Захаров А.А.* Платинометальная минерализация в массиве Кивакка Северной Карелии // Новые данные по минералогии редких элементов Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1991. С. 87–89.
3. *Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Захаров А.А.* и др. Ассоциация минералов платиновых металлов в расслоенном интрузиве Луккулайсваара, Северная Карелия // ДАН СССР. 1989. Т. 306, № 2. С. 430–434.
4. *Кривцов А.И.* Месторождения платиноидов: (Геология, генезис, закономерности размещения). М.: ВИНТИ, 1988. 130 с. (Итоги науки и техники. Руд. месторождения; Т. 18).
5. *Лавров М.М.* Гипербазиты и расслоенные перидотит-гэбброноритовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979. 136 с.
6. *Левченко О.А., Амелин Ю.В., Буйко А.К.* и др. Изотопный возраст сумийско-сарриольского вулcano-плутонического комплекса Северной Карелии (Панаярви-Ципрингская структура) // II Всесоюз. совещ. "Общие вопросы расчленения докембрия СССР": Тез. докл. Уфа, 1990. С. 22–23.
7. *Скрипниченко В.А.* О природе ритмичной расслоенности базит-гипербазитового массива Кивакка (Северная Карелия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 5. С. 46–54.
8. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
9. *Шарков Е.В.* Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона // Геотектоника. 1984. № 2. С. 37–50.
10. *Alapieti T., Lahtinen J.J.* Early proterozoic layered intrusions in the north-eastern part of the Fennoscandian shield // 5th Intern. Platinum Symp. (Guid to the post-symposium field trip). Espoo, 1989. P. 3–41.

УДК 549.27:551.22(470.22)

Т.Л. Гроховская, С.Ф. Ключин

ПРОЦЕССЫ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В РАССЛОЕННОМ ИНТРУЗИВЕ ЛУККУЛАЙСВААРА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

В последнее десятилетие произошла существенная переоценка представлений о потенциальной платиноносности Карело-Кольского региона, причем наибольшие перспективы связываются с новым для России типом малосульфидных месторождений платиновых металлов. Малосульфидная платинометальная минерализация ассоциирует с ритмично-расслоенными интрузивами гарцбургит-пироксенит-гэбброноритовой формации (2400 млн лет), становление которых происходило на первых этапах раскрытия

протерозойских рифтовых систем, заложенных в архейской континентальной коре. Магматические комплексы этого типа представлены в районе Мончегорским и Федорово-Панским интрузивами Печенгско-Варзугского рифта и массивами пояса Оланга-Койлисмаа-Кеми Северо-Карельской рифтовой системы. Расслоенный интрузив Луккулайсваара входит в состав массивов Олангской группы и выделяется своеобразием внутреннего строения и платино-медно-никелевого оруденения [3].

Внутреннее строение и петрологические особенности интрузива. В разрезе массива Луккулайсваара выделяются несколько стратиграфических единиц (см. статью С.Ф. Ключина и др. в настоящей книге). Нижняя краевая серия локализована в основании интрузива и сложена измененными габброноритами. Расположенная выше ультраосновная серия представлена ритмичным чередованием дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, бронзититов, троктолитов и норитов, основу которых составляют кумулузные ассоциации оливина и хромшпинели, оливина, ортопироксена, ортопироксена с интеркумулузными плагиоклазом и клинопироксеном. Залегающая над ультраосновной норитовая серия выделяется по появлению кумулузного плагиоклаза и состоит из трех зон: нижней, представленной мелко- и среднезернистыми норитами, верхней ритмично-расслоенной зоны с чередованием норитов, оливновых норитов, габброноритов и анортозитов, и расположенной между ними критической зоны.

Габброноритовая и габбровая серии массивного облика и однородного петрографического состава, основанного на вариациях кумулузных орто- и клинопироксена и плагиоклаза, завершают разрез интрузива. Главная особенность внутреннего строения массива заключается в том, что в пределах его центральной норитовой серии развит комплекс сложных по строению и составу магматических образований, осложняющих генеральную расслоенность и локализованных главным образом в критической зоне, а также в той или иной мере в нижней и верхней норитовых. Эти образования представляют наибольший интерес, поскольку к ним приурочено малосульфидное платинометальное оруденение.

Критическая зона массива мощностью около 350–500 м характеризуется чрезвычайно сложным строением, обусловленным сочетанием типичных для норитовой серии кумулатов с контрастными по составу и текстурным особенностям породами. Это в первую очередь тонкорасслоенные породы, представленные ритмичным чередованием практически всех характерных для массива кумулатов различной структуры – от микрозернистой до пегматоидной. В некоторых случаях сочетание неравномернозернистых текстур придает породам зоны такситовый облик (рис. 1, А). Характерной особенностью критической зоны является наличие в ней нескольких стратиграфических уровней норитов с ксенолитами пород округлой, эллипсоидной, реже угловатой формы. К участкам развития таких "мегабрекчий" приурочены прожилковые, жильные, шлировые и другой морфологии обособления, сложенные ассоциациями пород массива (от анортозитов до перидотитов) различной зернистости. Помимо пород, характерных для расслоенных серий, здесь локализованы

мономинеральные орто- и клинопироксениты, клинопироксен-гранатовые породы, слагающие прожилки и обособления неправильной формы в микрозернистых породах. Структурные соотношения минералов доказывают более поздний возраст мономинеральных обособлений по сравнению с тонкозернистым базисом (см. рис. 1, Б).

К наиболее своеобразным образованиям массива относятся микрозернистые породы (микрогаббронориты) массивной и порфиоровидной леопардовой текстуры, которые участвуют в строении критической зоны и выделяются в верхней и нижней норитовых зонах в виде тел различной мощности и протяженности, имеющих согласное либо секущее залегание по отношению к породам расслоенной серии. Наиболее крупное субсогласное тело микрогабброноритов, к которому приурочено богатое платиновое оруденение, залегает в верхах верхней норитовой зоны, имеет мощность до 250 м и протяженность несколько километров.

По петрографическому составу микрогаббронориты этих тел близки комплексу микрозернистых пород, участвующих в строении критической зоны. Своеобразный облик и структура леопардовых микрогабброноритов обусловлены развитием относительно крупных выделений пойкило- и гломерокристаллов ортопироксена, содержащих вростки лейст плагиоклаза. В породах критической зоны пойкилокристы локализованы в микро- либо среднезернистой основной массе, часто с оторочкой лейст плагиоклаза вокруг ойкокрита; иногда наблюдается слияние нескольких пойкилокристов (см. рис. 1, В). Для микрогабброноритов крупного субсогласного тела характерна флюидальная текстура, обусловленная параллельной ориентировкой лейст плагиоклаза, которая особенно отчетливо проявлена на контакте ойкокритов ортопироксена с основной массой (см. рис. 1, Г). Микрозернистая текстура тела микрогабброноритов нарушается жилами либо обособлениями пегматоидных плагиопироксенитов, к которым приурочена шпировая сульфидная минерализация с высокими концентрациями платиновых металлов.

Парагенетический анализ расслоенности включает изучение вариаций химического состава кумулусных и интеркумулусных ассоциаций как основных дифференциатов массива, образующих генеральную расслоенность, так и осложняющего ее комплекса пород, развитых в пределах критической зоны и тела микрогабброноритов.

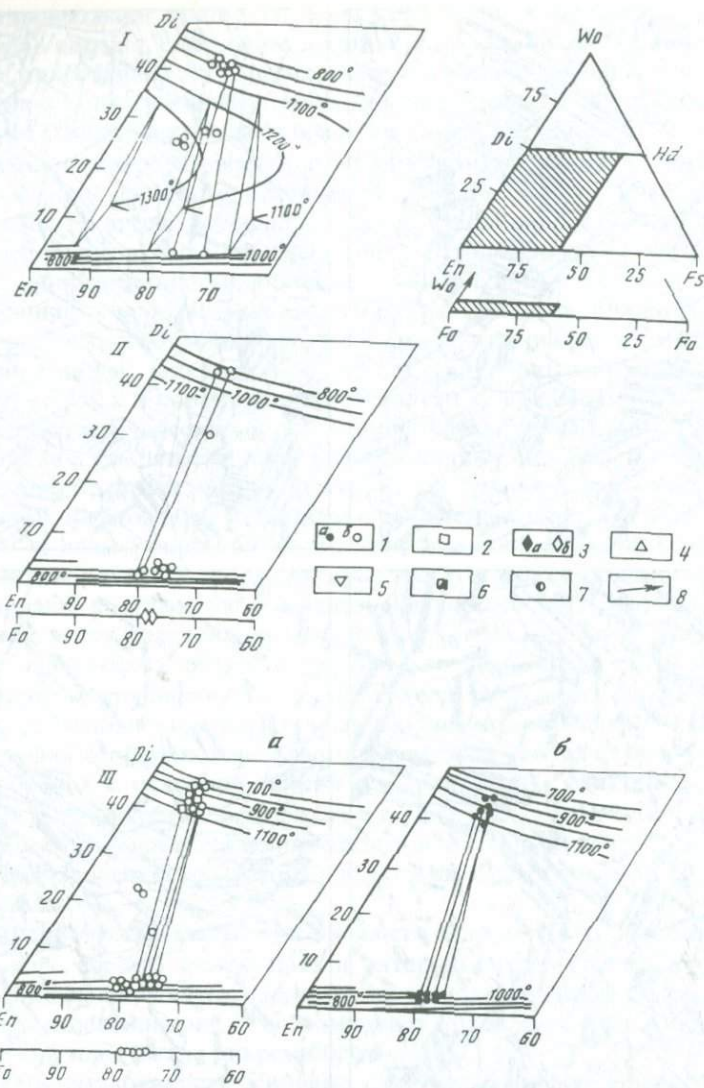
Скрытая расслоенность основных стратиграфических единиц интрузива характеризуется относительно малым диапазоном изменчивости химического состава сосуществующих силикатов. Наиболее существенные различия в составе фаз проявлены между породами габбровой и ультраосновной серий, а также в одноименных минералах кумулусной и интеркумулусной ассоциаций. В кумулусных минералах габброноритовой, норитовой и ультраосновной серий составы фаз достаточно близки (рис. 2, I-VI).

Состав оливина габброноритовой серии соответствует Fo_{76-78} , а ультраосновной серии — Fo_{79-83} . Диапазон изменчивости состава ортопироксена составляет En_{70-81} , Fs_{16-26} и $Wo_{0,1-4,7}$. Клинопироксен, характер-



Рис. 1. Микроструктуры пород критической зоны (А–В) и тела микрогаббронитов (Г). Увел. 60

А – норит такситовой текстуры; В – контакт клинопироксена с микрогаббронитом; Г – ойкокристаллы ортопироксена в тонкорасслоенных микрогабброните и анортозите; Г – флюициальная текстура леопардового микрогаббронита



ный для интеркумулусных ассоциаций, имеет состав $En_{42,6-51,8}$, $Fs_{9,0-12,7}$, $Wo_{38,6-44,6}$. Норитовой и ультраосновной серии, помимо авгита, свойственно развитие субкальциевого авгита, содержащего En_{53-69} , Fs_{14-22} , Wo_{16-33} . Плаггиоклазы обладают значительными вариациями составов от An_{51-56} в габбровой и габброноритовой и An_{65-76} в ультраосновной до An_{70-79} в норитовой серии.

Для установления закономерностей распределения основных компонентов в породообразующих силикатах составы минералов представлены на трехкомпонентной диаграмме энстатит-волластонит-ферросилит со значениями температур графического геотермометра Линдсли [9]. В при-

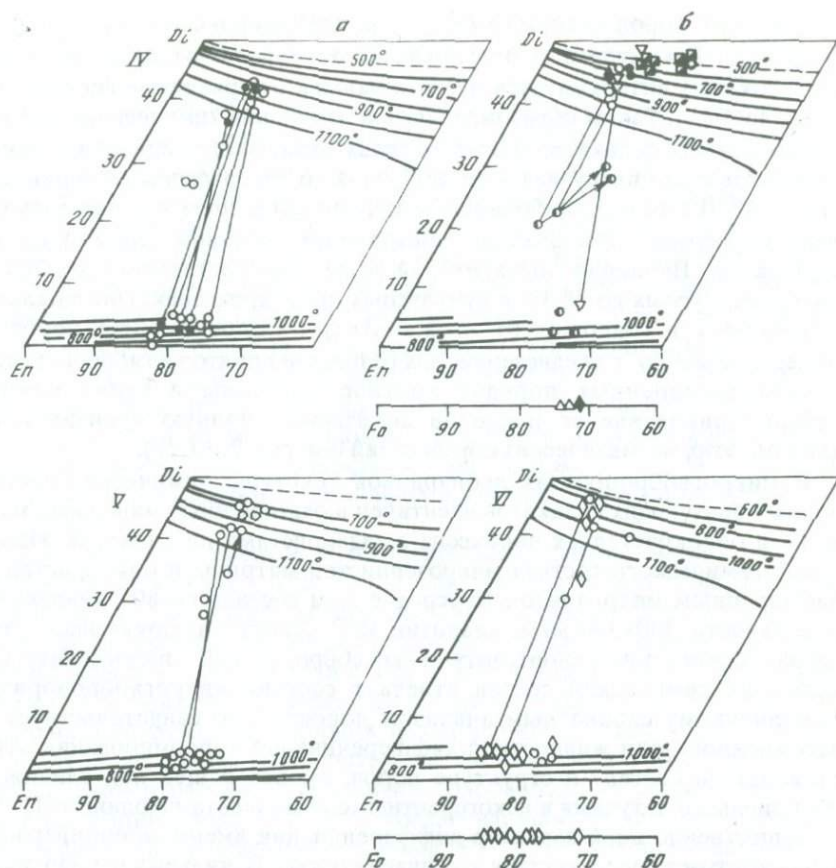


Рис. 2. Трехкомпонентная диаграмма сосуществующих оливинов и пироксенов (геотермометрические данные по [7])

I – габбровая серия; *II* – габброноритовая серия; *III* – верхняя норитовая зона; *a* – породы расслоенной серии, *б* – тела микрогабброноритов; *IV* – критическая зона; *a* – тацитовые и тонкорасслоенные породы, *б* – моно- и двуминеральные породы; *V* – нижняя норитовая зона; *VI* – ультраосновная серия; *1a* – микрогаббронорит, *1б* – габбронорит, норит; 2 – анортозит; *3a* – микроперидотит, *3б* – перидотит; 4 – троктолит; 5 – гранат-пироксенитовая порода; *б* – чередование клинопироксенита с анортозитом; 7 – пироксенит; 8 – направление от центра зерна к его периферии

менении к расслоенным интрузиям геотермометр интересен прежде всего тем, что дает независимую оценку температур образования клино- и ортопироксенов, что важно в связи с главной особенностью кристаллизации пород расслоенного комплекса – разделенным во времени формированием кумулюсных и интеркумулюсных минеральных ассоциаций. Как следует из приведенных диаграмм, вариации составов пироксенов в породах основных расслоенных серий не превышают 10–15 мол. % и отвечают составам минералов магматического этапа, кристаллизующихся в интервале температур 800–1200°C.

В пределах критической зоны ортопироксены тонкорасслоенных и

такситовых пород содержат $En_{74,3-82,0}$, клинопироксены – $En_{46,6-52,6}$ и $Wo_{38,2-44,2}$. В кумулюсных плагиоклазах отмечается от $An_{69,1}$ до $An_{82,3}$. Плагиоклазы интеркумулуса часто зональны с вариациями составов от $An_{36,8}$ до $An_{67,1}$. Таким образом, диапазон изменения химического состава темноцветных силикатов в этих породах охватывает вариации состава силикатов всего интрузива – от габбровой до ультраосновной серии (см. рис. 2, III, IV). Микрогаббронориты критической зоны и субсогласного тела обладают относительно постоянным составом слагающих их минералов. Вариации энстатитовой молекулы составляют от 74,4 в интеркумулюсных до 78,3% в кумулюсных ортопироксенах. Плагиоклазы незональны и содержат от An_{60} до $An_{69,7}$. Сопоставление пород и минералов микро- и среднезернистых разностей норитов и габброноритов в тонкорасслоенных породах критической зоны и телах микрогабброноритов вне ее пределов показывает полную идентичность химизма этих магматических образований (см. рис. 2, III, IV).

В микрогабброноритах леопардовой текстуры химический состав породообразующих силикатов идентичен в одноименных минералах матрицы и ойкокриталлах пироксена с хадакритами плагиоклаза. Измерение химического состава микрозернистой матрицы и ойкокриталла расширенным микрозондом (с усреднением состава по 80 измерениям поверхности 300×300 мкм, аналитик И.П. Лапутина) показывает, что первая соответствует анортозиту-лейкогаббро, второй – пироксениту, а в целом их химический состав отвечает составу микрогаббронорита, выполненному силикатным анализом породы. Это свидетельствует о несомненной роли жидкостной дифференциации в формировании этих сложных по составу и структуре пород, происходящей под влиянием обогащенного летучими и некогерентными компонентами флюида [1].

Существенно иной характер дифференциации имеют мономинеральные и контрастные по составу ассоциации пород. В жильных перидотитах и троктолитах оливин характеризуется большей железистостью относительно пород расслоенных серий (см. рис. 2, IV), а плагиоклаз обладает обратной зональностью с вариациями состава от An_{62} до An_{72} . Пироксенгранатовые породы сложены альмандином и авгитом и ассоциируют с микрогабброноритами и пегматоидными мономинеральными клинопироксенитами и анортозитами; в последних плагиоклаз наследует форму кристаллов авгита. Мономинеральные ортопироксены выделяются высокими концентрациями кальция и железа (до En_{68} ; см. рис. 2, IV). Наиболее примечательной особенностью клинопироксенов являются высокие содержания кальция, на 1–3 мол.% Wo превышающие количество волластонита в магматических авгитах.

Таким образом, породообразующие силикаты этого типа пород обладают значительно большей изменчивостью составов, чем минералы остальных пород интрузива (см. рис. 2, IVб). Наряду с составами, отвечающими магматическим температурам, в этих ассоциациях наблюдаются орто- и клинопироксены, образованные в температурном интервале $500-600^\circ\text{C}$. В парагенезисе с ними выделяются плагиоклазы с аномально высокими для массива содержаниями анортита (82–85 мол.%).

Все отмеченные особенности, а также локализация в пределах этих горизонтов водосодержащих силикатов позволяют рассматривать образование таких породных ассоциаций как результат субсолидусного метасоматоза под действием высокотемпературного водного флюида.

Распределение платиновых металлов в интрузиве. Анализ поведения ЭПГ в столь сложном массиве невозможен без всестороннего изучения распределения платиноидов, а также петрогенных и сульфидных компонентов во всех типах пород, образующих как генеральную, так и осложняющую расслоенность. Наиболее низкими концентрациями ЭПГ обладают ритмично-расслоенные породы ультраосновной серии, в которых повышенные содержания ЭПГ отмечены лишь в горизонтах с рассеянной вкрапленностью сульфидов и хромшпинели. Породы норитовой, габброноритовой и габбровой серий характеризуются несколько более высокими фоновыми содержаниями платины, палладия и родия относительно пород ультраосновной серии. Средние значения концентраций ЭПГ в *бессульфидных* разностях пород "осложненной" расслоенности близки концентрациям платиноидов в породах расслоенных серий (см. таблицу).

Наиболее существенное концентрирование платиновых металлов наблюдается в пределах критической зоны и субсогласного тела микрогабброноритов. Увеличение содержаний ЭПГ в породах критической зоны сопровождается увеличением в них концентраций хрома, что объясняет существование хромшпинели в ассоциации с платиновыми минералами. Важной в понимании механизмов концентрирования ЭПГ является впервые обнаруженная авторами закономерность, которая заключается в том, что обогащение пород интрузива аномальными относительно сульфидов концентрациями платиноидов сопровождается увеличением в них концентраций хлора (рис. 3) и согласованным увеличением натрия и алюминия. Увеличение концентраций ЭПГ и хлора сопровождается также ростом содержаний меди и никеля, но степень их концентрирования существенно ниже, чем в сульфидных месторождениях, и не превышает десятых долей процента, что и обусловило выделение такого оруденения в отдельный малосульфидный тип.

Малосульфидное платиновое оруденение критической зоны интрузива характеризуется неравномерным, пятнистым распределением обогащенных сульфидами и ЭПГ участков и поэтому до настоящего времени не выделено в стратиграфически определенную рудную зону. Восточному флангу критической зоны свойственно более высокое отношение платины к палладию относительно западного, что подтверждается присутствием в нем сперрилита и мончеита, в то время как в горизонтах центральной и западной частей преобладают минералы палладия [2].

Промышленные концентрации ЭПГ установлены в пределах тела микрогабброноритов. На этом стратиграфическом уровне выделяются три обогащенных платиноидами горизонта. Породы верхнего (северного) экзоконтакта образуют зону повышенных концентраций ЭПГ небольшой мощности и протяженности с содержаниями около 1,5–2,0 г/т ЭПГ. Зона максимального концентрирования платиновых металлов (до 20 г/т) приурочена к нижнему эндо- и экзоконтакту микрогабброноритов и харак-

**Содержания металлов платиновой группы (в г/т) в породах
и горизонтах рудной минерализации массива Луккулайсваара**

№ п/п	Число анализов	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru
1	2	3	4	5	6	7
Ультрасновная серия						
1	17	$\frac{0,015}{0,002-0,029}$	$\frac{0,054}{0,012-0,210}$	$\frac{0,002}{0,001-0,004}$	$\frac{0,001}{0,0005-0,002}$	$\frac{0,003}{0,0005-0,009}$
2	4	$\frac{0,011}{0,003-0,02}$	$\frac{0,034}{0,010-0,080}$	$\frac{0,002}{0,001-0,004}$	$\frac{0,001}{0,0005-0,001}$	$\frac{0,003}{0,0005-0,008}$
Верхняя норитовая зона						
3	15	$\frac{0,080}{0,030-0,21}$	$\frac{0,400}{0,10-1,15}$	$\frac{0,011}{0,004-0,030}$	$\frac{0,001}{0,0005-0,001}$	$\frac{0,001}{0,0005-0,001}$
Габброноритовая серия						
4	2	$\frac{0,100}{0,040-0,150}$	$\frac{0,400}{0,250-0,550}$	0,004	0,01	Не обн.
Габбровая серия						
5	2	0,085	0,510	0,005	Не обн.	"
Критическая зона, западная часть						
6	37	$\frac{0,253}{0,030-1,100}$	$\frac{0,431}{0,060-2,100}$	$\frac{0,002}{0,001-0,060}$	$\frac{0,001}{0,0005-0,005}$	$\frac{0,001}{0,0005-0,003}$
Критическая зона, восточная часть						
7	7	$\frac{0,547}{0,008-2,200}$	$\frac{0,061}{0,005-0,150}$	$\frac{0,024}{0,001-0,090}$	0,001	0,001
Микрогаббронориты						
8	7	$\frac{0,008}{0,001-0,016}$	$\frac{0,032}{0,018-0,070}$	$\frac{0,003}{0,0005-0,006}$	Не обн.	Не обн.
Минерализация в микрогабброноритах						
9	3	$\frac{0,387}{0,190-0,600}$	$\frac{1,33}{1,100-1,750}$	$\frac{0,012}{0,002-0,030}$	$\frac{0,007}{0,0005-0,008}$	$\frac{0,010}{0,001-0,010}$
10	3	$\frac{1,43}{0,60-2,70}$	$\frac{13,1}{9,50-18,20}$	$\frac{0,40}{0,007-0,80}$	$\frac{0,040}{0,008-0,100}$	$\frac{0,020}{0,001-0,100}$
Минерализация в анортозитах экзоконтакта микрогабброноритов						
11	18	$\frac{1,65}{0,37-6,80}$	$\frac{7,47}{2,40-24,00}$	$\frac{0,184}{0,003-0,80}$	$\frac{0,033}{0,001-0,120}$	$\frac{0,034}{0,001-0,140}$
12	24	$\frac{0,30}{0,06-1,20}$	$\frac{1,11}{0,30-1,90}$	$\frac{0,002}{0,0005-0,030}$	$\frac{0,001}{0,001-0,004}$	$\frac{0,002}{0,0005-0,020}$

Примечание. 1-8 – породы; 9, 11, 12 – вкрапленное оруденение; 10 – шлировое оруденение; 11 – сумма ЭПГ < 3 г/т; 12 – сумма ЭПГ > 3 г/т.

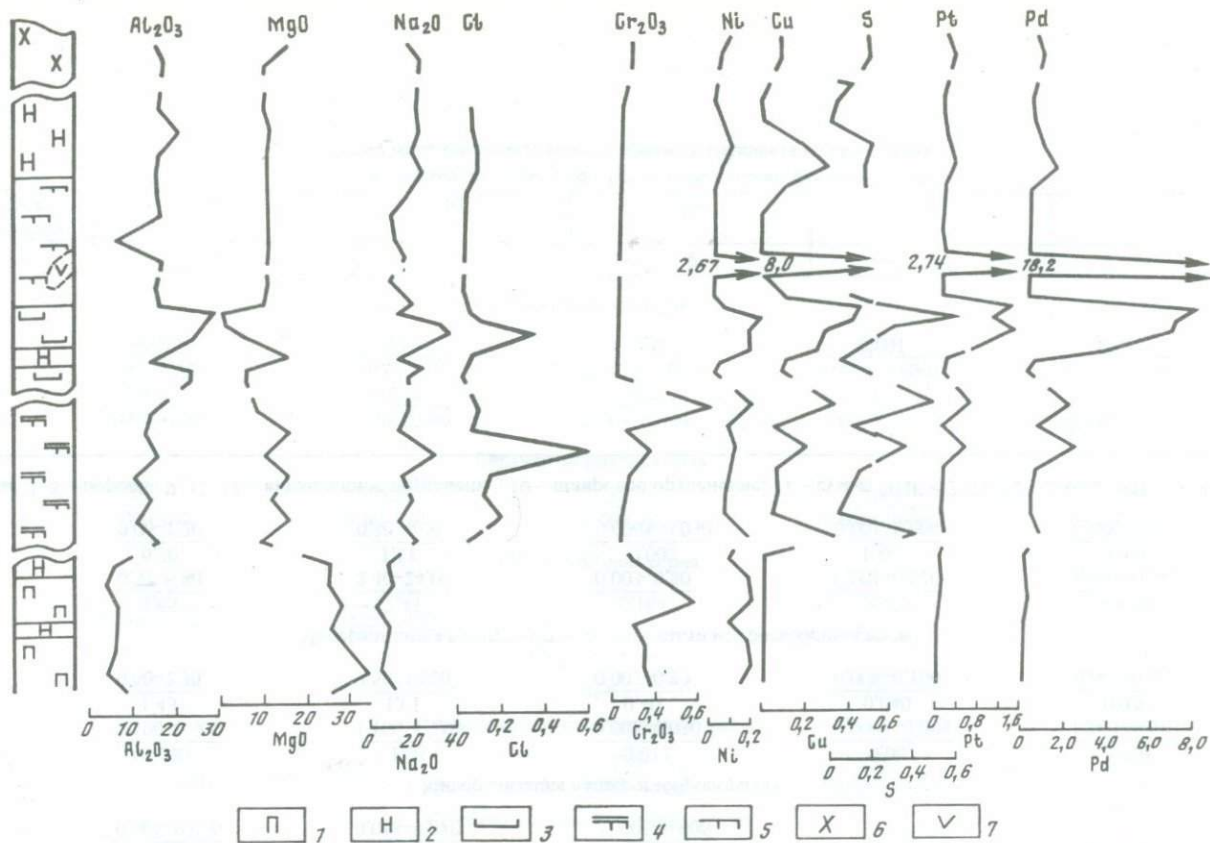


Рис. 3. Распределение типоморфных элементов в платиноносных горизонтах интрузива

1 - перидотит; 2 - норит; 3 - анортозит; 4 - породы критической зоны; 5 - микрогаббронорит; 6 - габбронорит; 7 - пироксенит; Al₂O₃, MgO, Na₂O, Cl, Cr₂O₃, Ni, Cu, S - в мас.%; Pt, Pd - в г/т

теризуется неравномерным распределением оруденелых и безрудных участков пород с аномально высоким концентрированием ЭПГ относительно количества сульфидной составляющей. Иной характер имеет распределение платиновых металлов в теле микрогабброноритов. В бессульфидных породах отмечаются очень низкие концентрации ЭПГ, особенно иридия и рутения (ниже предела чувствительности метода анализа). Высокие концентрации платиноидов (до 20 г/т) наблюдаются в шлировом медно-никелевом оруденении пегматоидных плагиопироксенитов, что определяет чрезвычайно широкий видовой набор минералов платиновых металлов [2].

Для анализа фракционирования платиновых металлов были использованы хондрит-нормализованные величины концентраций каждого из металлов группы платины [10]. Породы ультраосновной серии имеют низкую степень фракционирования платиновых металлов с небольшим увеличением концентраций от иридия к палладию. Степень фракционирования платиноидов увеличивается в габброидных сериях (рис. 4, а). Особенностью накопления ЭПГ в микрогабброноритах является одинаково интенсивное фракционирование платиновых металлов в бессульфидных породах и шлировом оруденении с понижением степени накопления платины относительно родия. В малосульфидном платиновом оруденении экзоконтактов тела микрогабброноритов отмечается наиболее высокая степень накопления платины, палладия и особенно родия относительно остальных горизонтов интрузива. Сопоставление содержания платиновых металлов в малосульфидном оруденении массива Луккулайсваара, отнесенных к 100% сульфидной составляющей, с содержаниями ЭПГ в горизонтах J-M Рифа массива Стиллуотер и Рифа Меренского Бушвельдского комплекса показывает сходный характер фракционирования и степени накопления платиновых металлов в этих интрузивах (см. рис. 4, б).

Нерудные минералы в ассоциации с минералами платиновых металлов. Концентрирование ЭПГ в горизонтах, обогащенных натрием, алюминием и хлором, и широкое развитие водосодержащих минералов в сростании с платиновыми минералами, а также в виде включений в них обусловили исследование состава и распределения парагенезисов минералов, содержащих летучие компоненты. Породы массива метаморфизованы незначительно. Постмагматические изменения выражены слабо во всех расслоенных сериях за исключением габбровой, где пироксены полностью амфиболизированы, а плагиоклаз сосюртитизирован. В норитовой серии проявления флюидсодержащих фаз ограничиваются петрографически неоднородными зонами, с которыми сопряжено малосульфидное оруденение. Наиболее интенсивно эти процессы проявлены в анортозитах и норитах, прилегающих к телу микрогабброноритов, вмещающих малосульфидную платиновую минерализацию. В этих горизонтах отмечается чередование анортозитов и амфиболизированных норитов с породами, состоящими из цоизита, амфиболов, флогопита и кварца.

В породах критической зоны минералы, содержащие летучие компоненты, приурочены к тонкорасслоенным и такситовым породам, иногда с сульфидной вкрапленностью. Амфиболы образуют каймы либо изомет-

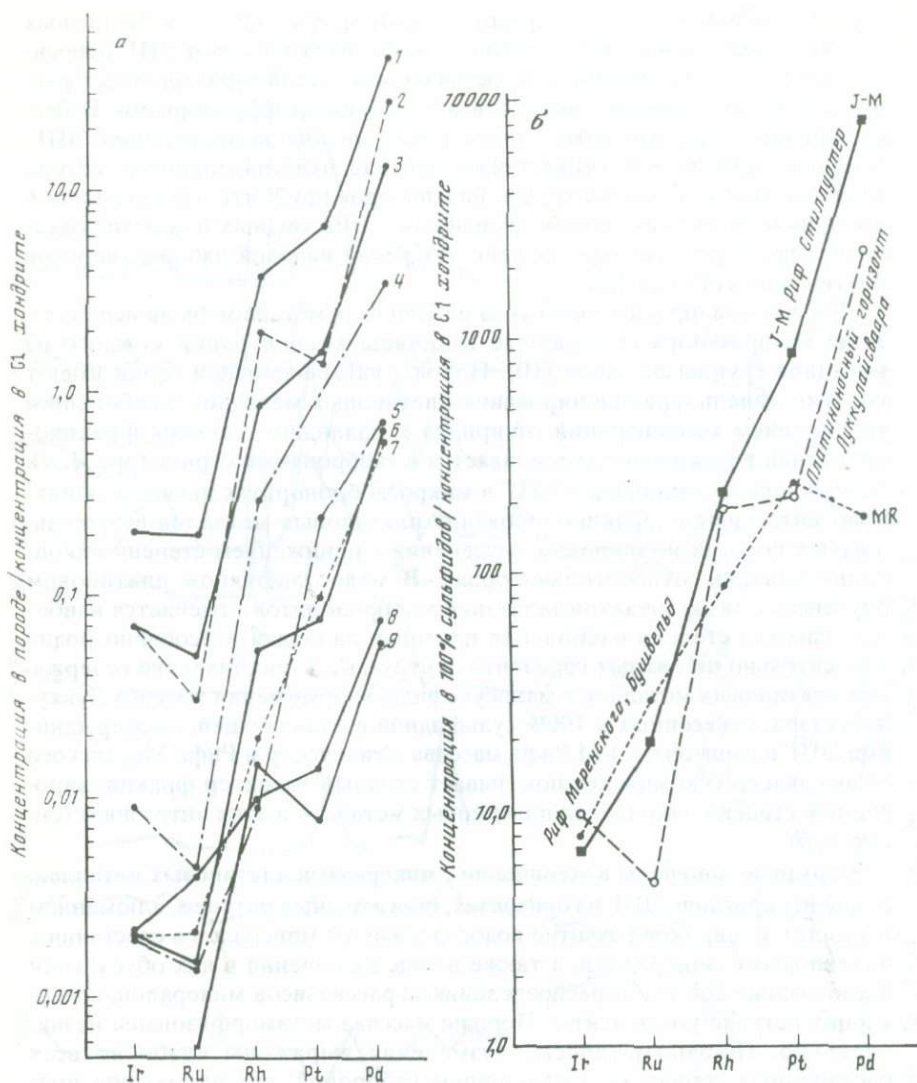


Рис. 4. Нормализованные по хондриту С 1 концентрации ЭПГ

a – породы и горизонты малосульфидного оруденения интрузива Луккулайсваара: 1, 3 – малосульфидное оруденение в породах экзоконтакта тела микрогабброноритов, 2 – шшировое оруденение в микрогабброноритах, 4 – малосульфидное оруденение критической зоны, 5 – породы критической зоны, *б* – породы верхней норитовой зоны, 7 – породы габброноритовой серии, 8 – перидотиты, 9 – микрогаббронориты; *б* – малосульфидное оруденение некоторых расслоенных интрузивов

ричные агрегаты игольчатых кристаллов в первичных силикатах и представлены паргаситом и гастингситом. В породах также широко развиты скаполит, биотит, флогопит, голубой кварц.

Характер проявления минералов, содержащих летучие компоненты, различен в зависимости от типа сульфидной минерализации. Во вкрапленном малосульфидном оруденении флюидсодержащие минералы образуют сростания с сульфидами и МПМ либо являются матрицей для мелких выделений сульфидов и МПМ. Амфиболы образуют сростания с платиноносными сульфидами, заполняя интеркумулусное пространство первичных силикатов. В сростании с МПМ, кроме установленных, отмечаются неидентифицированные минералы, образующие очень тонкие сростания, с содержаниями хлора до 10,5 мас.%. В шлировом сульфидном оруденении пегматоидных плагиопироксенитов характер выделения флюидсодержащих минералов несколько иной. Сульфиды цементируют крупнозернистые силикаты клинопироксенитов, сохраняющие, как правило, первично-магматический облик. Плагиоклаз отделяется от сульфидов тонкой каймой цоизита, а пироксен на контакте с сульфидами амфиболизирован. Специфической особенностью шлировых и массивных сульфидных обособлений является обильное выделение мельчайших включений биотита, хлорapatита, амфибола, цоизита, сфена, граната, марганцевого ильменита, рутила, ганита и хромшпинели в сульфидах и МПМ. Последние, как правило, приурочены к участкам сульфидов с обильным выделением этих фаз.

Сравнительное изучение химического состава флюидсодержащих фаз в породах расслоенных серий и в горизонтах малосульфидного оруденения показало, что в породах расслоенных серий минералы группы слюд, представленные биотитом и флогопитом, характеризуются крайне низкими содержаниями хлора. В биотитах платиноносных зон отмечаются повышенные содержания хлора (0,2–0,5 мас.%), которые сопоставимы с содержаниями этого элемента в биотитах платиноносных горизонтов массивов Бушвельд и Стиллуотер (0,2–0,7 мас.%) [11]. Биотиты платиноносных горизонтов характеризуются положительной корреляцией хлора с железом и калием. По экспериментальным данным [12], вхождение железа в структуру биотита контролируется структурно-кристаллохимическими параметрами и прежде всего зависит от отношения кремния к алюминию и мольной доли железа в составе биотита. Этим же обусловлено замещение натрия и группы (ОН) более крупными ионами – калием и хлором.

Амфиболы представлены в интрузиве минералами ряда тремолит–актинолит и паргасит–гастингсит. В сростании с сульфидами и МПМ преобладают гастингсит и феррогастингсит, характеризующиеся высокими содержаниями хлора. В амфиболах расслоенных серий концентрации хлора составляют сотые доли процента либо ниже предела чувствительности анализа. Химический состав паргасита постоянен, в составе гастингсита отмечаются вариации содержания железа, магния, алюминия и калия. Существует сильная положительная корреляция между мольной долей железа, отношением Si/Al, содержанием калия в гастингситах и содержанием в нем хлора, которое, как и в случае с

биотитом, объясняется, очевидно, структурно-кристаллохимическими факторами [10].

Сканирование зерен амфиболов выявило неравномерное распределение хлора, наблюдаемое как в различных зернах, так и в пределах одного выделения. Например, происходит увеличение содержания хлора от 2,45 мас.% в центре зерна до 3,08 мас.% у контакта его с котульскимитом. Наиболее высокими содержаниями хлора (до 6,2 мас.%) обладают гастингситы критической зоны. Интересно, что даже паргасит, который по своим кристаллохимическим особенностям не способен содержать такие количества хлора, как гастингсит и феррогастингсит [10], в породах критической зоны обогащается хлором относительно пород расслоенной серии. Так, в такситовых породах отмечаются неравномерно обогащенные хлором каймы игольчатого паргасита, содержащие 0,13 мас.% Cl у одного края каймы и 0,93 мас.% Cl у другого.

Содержания хлора в амфиболах ряда тремолит-актинолит в платиноносных зонах и породах расслоенных серий ниже предела чувствительности метода, что позволяет определить нижний предел температур образования богатых хлором парагенезисов. Эти наблюдения совпадают с данными по флюидсодержащим минералам в платиноносных горизонтах интрузивов Бушвельд и Стиллутер, в которых высокие содержания хлора отмечались в роговых обманках и флогопите первично-магматического генезиса и отсутствовали в серпентиновых и тремолитовых породах [9]. О том, что хлор являлся важной составляющей магматического расплава еще на ранних стадиях развития интрузива, свидетельствуют обнаруженные нами включения хлорпатита в хромшпинелях критической зоны. Таким образом, именно при образовании высокотемпературного парагенезиса амфиболов, биотита, флогопита и богатого хлором скаполита среда минералообразования была наиболее обогащена хлором.

Процессы концентрирования платиновых металлов в интрузиве. Сравнительный анализ полученных нами данных по закономерностям распределения малосульфидного оруденения в интрузиве Луккулайсваара и в ритмично-расслоенных массивах других регионов планеты [2] показывает, что индивидуальные особенности внутреннего строения и петрологии отдельно взятого интрузива сочетаются с удивительным сходством обстановок локализации платиновой минерализации во всех рассматриваемых магматических комплексах, что позволяет отводить ведущую роль в концентрировании рудных компонентов внутренним, аутигенным процессам, происходящим в магматической камере. Такими процессами являются образование нормальной стратиграфической последовательности кумулатов, обособление интеркумулусной магматической жидкости и флюидное концентрирование ЭПГ.

Как показало изучение массива Луккулайсваара, горизонты локализации малосульфидного платинового оруденения характеризуются целым рядом особенностей. Распределение ЭПГ в породах расслоенных серий контролируется размещением редкой вкрапленности магматических сульфидов, обладающих скрытой расслоенностью. В платиноносных гори-

зонтах, помимо этого основного парагенезиса, присутствует ассоциация более поздних, разнообразных по видовому составу сульфидных минералов. Формирование малосульфидной минерализации обусловлено образованием критических зон в ритмично-расслоенных массивах, т.е. зон текстурной и петрографической неоднородности, нарушающих генеральную стратификацию интрузивов и выраженных комплексом пород, контрастных по составу и зернистости, а также горизонтами такситовых, вариолитовых и ксенолитсодержащих пород. Состав силикатов в таких зонах охватывает весь диапазон вариаций пороодообразующих силикатов в полном разрезе интрузива.

Максимальное обогащение критических зон платиновыми металлами сопровождается увеличением в них концентраций хлора относительно пород остального разреза интрузива и широким развитием минералов, содержащих летучие и некогерентные элементы.

В рудных горизонтах происходит более сильное накопление Pt, Rh, Pd относительно Ru, Ir, Os. Минералы платиновых металлов образуют широкий набор парагенетических ассоциаций и встречаются не только в сульфидах, но и на границе сульфид-силикат и в силикатных минералах.

Процессы концентрирования ЭПГ в рассматриваемом массиве можно представить следующим образом. Во время кристаллизации основных расслоенных серий ЭПГ частично отделялись в сосуществующую с силикатным расплавом сульфидную жидкость, образуя интерстициальную сульфидную вкрапленность, при достаточном количестве сульфидного вещества переходящую во вкрапленный тип сульфидной Pt-Cu-Ni минерализации. Таковы горизонты вкрапленности сульфидов и хромшпинели в ультраосновной серии. Основная часть ЭПГ в силу большей способности к комплексообразованию и не участвуя в формировании "сухих" безводных кумулюсных ассоциаций, будучи некогерентными элементами, переходила в остаточный расплав, постепенно накапливаясь в нем по мере уменьшения объема исходной магмы. Кристаллизация интрузива, очевидно, осуществлялась от краев магматической камеры к ее центру, где в настоящее время локализована наиболее дифференцированная норитовая серия. Магмы, формирующие большие расслоенные интрузии, издавна считались "сухими", поскольку они образуют безводные кумулаты. Однако в настоящее время увеличивается число доказательств присутствия в таких магмах воды. Кристаллизация безводных кумулатов сопровождается прогрессивным насыщением остаточного расплава обогащенной летучими флюидной фазой, которая, по данным анализа флюидных включений и экспериментальным исследованиям, представлена системой C-O-H-S-Cl. Серией работ [7, 8] была обоснована модель растворимости H₂O в алюмосиликатных расплавах и показаны механизмы, посредством которых H₂O, реагируя с мостиковым кислородом, деполимеризует расплав. Понижая температуру кристаллизации, H₂O влияет также на соотношение и последовательность кристаллизации ликвидусных фаз и, следовательно, на состав остаточного расплава.

Образование ЭПГ-минерализации в критической зоне и теле

микрогабброноритов массива Луккулайсваара непосредственно связано с комплексом петрологических особенностей, осложняющих стратиграфическую последовательность пород массива. Таковы такситовые структуры, появление ойко- и гломерокристов ортопироксена с хадакритами плагиоклаза и наличие мономинеральных и контрастных по составу пород. Происхождение такситовых пород среди микрорасслоенных серий, очевидно, является результатом изменения условий кристаллизации под действием флюидной фазы, когда благоприятный рост одних кристаллов происходит за счет подавления роста и частичного растворения других. Примером этого являются такситовые породы, содержащие интеркумулусные амбовидный оливин и хромшпинель, образованные в результате расширения полей устойчивости этих минералов за счет пироксена и плагиоклаза.

Скопления ойкокритов ортопироксена в микрозернистых и такситовых породах критической зоны и тела микрогабброноритов часто переходят в крупнозернистые породы с платиновой минерализацией. Характерно, что вариолитовые породы постоянно отмечаются в связи с локализацией ЭПГ-минерализации. Так, найденные вначале в краевой зоне массива Бушвельд пироксенитовые сфериды были обнаружены затем в псевдорифе и Рифе Меренского, где они переходят в слой пироксенита с каймой анортозита, непосредственно связанного с ЭПГ-минерализацией [6]. Это свидетельствует об уникальности и в то же время постоянстве магматических процессов, происходящих на определенном стратиграфическом уровне расслоенных интрузивов. Как показало изучение ойкокритов и микрозернистой матрицы, их образование происходило при равновесных соотношениях жидкостей, что скорее отвечает модели жидкостной дифференциации [1] при участии высокотемпературного водного флюида. С другой стороны, экспериментальными работами установлено, что по сравнению с "сухими" расплавами в водосодержащих расплавах зарождается ранняя и обильная генерация кристаллов, причем скорость зарождения ортопироксена отстает от скорости зарождения плагиоклаза [4]. Предполагаемое насыщение остаточного расплава водной фазой делает понятным многочисленные проявления микрозернистых пород в массиве. Быстрая кристаллизация микрозернистых пород тела микрогабброноритов происходила из переохлажденного, обогащенного флюидом расплава с миграцией летучих в породы расслоенной серии и с образованием в зоне экзоконтакта существенно плагиоклазовых, обогащенных водо- и хлорсодержащими минералами пород, вмещающих малосульфидное оружие.

Посткумулусная история массива осложняется усилением воздействия флюидной фазы, отторгаемой от остаточного расплава при понижении температуры и увеличении давления летучих. Усложнение строения критической зоны обусловлено взаимодействием нескольких процессов, происходящих на заключительных стадиях ее развития. Наряду с продолжением роста посткумулусных серий норитовой зоны происходит частичное переплавление кумулатов под воздействием богатого реактивными, кислотными компонентами и понижающего температуру кри-

таллизации флюида, приводящего, очевидно, и к взрывным явлениям. При частичном плавлении возможна дополнительная экстракция некогерентных компонентов из остаточного расплава во флюид.

Роль хлора во флюидном переносе ЭПГ в высокотемпературных (900°C) условиях установлена экспериментально [5] при уравнивании сульфидного расплава, содержащего Pt и Au, с надкритическим флюидом состава $H_2O-NaCl-SiO_2$. Анализ флюидных включений в продуктах эксперимента показал высокую растворимость меди, железа и в определенной степени платины в богатом хлором флюиде, что является хорошим доводом в пользу флюидной природы концентрирования богатого ЭПГ и медью малосульфидного оруденения массива Луккулайсваара.

Л и т е р а т у р а

1. Безмен Н.И. Жидкостная дифференциация флюидных расплавов и магматогенное оруденение: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1992. 46 с.
2. Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Ключин С.Ф. и др. Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Северная Карелия) // Геология руд. месторождений. 1992. № 2. С. 32–50.
3. Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габброноритовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979. 136 с.
4. Симакин А.Г., Эпельбаум М.Б. Влияние динамических факторов на формирование даек интрузивных пород // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985. Вып. 13. С. 184–204.
5. Baulhaus C., Ruan C.C., Griffin W.H., Green D.H. The solubility of Pt and Pd in magmatic sulphides and high temperature NaCl-H₂O fluids – an experimental study // 6th Intern. Platinum Symp.: Abstracts. Perth (W. Australia), 1991. P. 9.
6. Boudreau A.E., Mathez E.A., McCallum T.S. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes; evidence for transport of the platinum-group elements by Cl-rich fluids // J. Petrol. 1986. Vol. 27, N 4. P. 967–986.
7. Burnham C.W. The importance of volatile constituents // The evolution of igneous rocks. Princeton: Univ. Press, 1979. P. 91–98.
8. Lee C.A., Sharp M.R. Further examples of silicate liquid immiscibility and spherical aggregation in the Bushveld complex // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 48, N 1. P. 131–147.
9. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 5/6. P. 477–493.
10. Naldrett A.J., Duke J.M. Platinum metals in magmatic sulphides ores // Science. 1980. Vol. 208, N 4451. P. 1417–1424.
11. Stumpfle E.F., Baulhaus C. Straiform platinum deposits; new data and concepts // Fortschr. Miner. 1986. Bd. 64. S. 205–214.
12. Volfinger M., Robert J.L., Vielzeuf D., Neiva A.M.R. Structural control of the chlorine content of (OH)-bearing silicates (micas and amphiboles) // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. Vol. 49, N 5. P. 37–48.

Б.И. Гонгальский, Н.А. Криволицкая

О ПЛАТИНОНОСТИ ЧИНЕЙСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА

Провинция Северного Прибайкалья и Забайкалья является одной из наиболее перспективных для промышленного освоения медно-никелевых месторождений, содержащих элементы платиновой группы, а также обнаружения новых металлоносных ультрабазит-базитовых образований. Сведения об уровнях содержаний ЭПГ и золота в массивах Байкальской горной области приводятся Э.Г. Конниковым [3], причем наиболее высокими концентрациями этих элементов характеризуется Чинейский плутон в южной части Кодаро-Удоканского прогиба.

Интрузив представляет собой асимметричное лополитообразное тело мощностью около 3 км. Основной объем его сложен расслоенными высоко- и низкотитанистыми габброидами (более 90% объема – от мелано- до лейкогаббро, габбронориты, пироксениты, анортозиты), содержащими в виде ксенолитов грубозернистые анортозиты и прорываемыми дайками и силлоподобными телами лампрофиров. Краевые фации образованы кварцевыми диоритами и монцодиоритами.

Высокотитанистые габброиды (с содержанием титаномагнетита более 5%), как правило, залегают по разрезу выше низкотитанистых. Мощность их существенно варьирует (максимальная до 2,5 км), закономерно снижаясь к восточной оконечности плутона вплоть до полного выклинивания пород. Они подразделяются на две серии (снизу вверх): железорудную и лейкогаббровую. Низкотитанистые габброиды чаще всего расположены в основании плутона, хотя встречаются и в виде силлов среди высокотитанистых, в западной части они имеют максимальную мощность – около 700 м. Границы пород обеих групп субпараллельны подошве плутона и прослеживаются с запада на восток почти на 10 км. Элементы залегания их существенно варьируют: угол падения с 30–40° уменьшается до 10–12° на востоке; в центральной части породы залегают почти горизонтально (угол падения 2–3°). Вся совокупность пород Чинейского плутона характеризуется более высокими содержаниями железа и титана по сравнению со средними типами пород по Ля Метру.

В строении расслоенных групп пород устанавливается разноранговая ритмичность: мегауровень – серии (железорудная и лейкогаббровая высокотитанистых габброидов мощностью $n \cdot 10$ –100 м); макроуровень – пачки (1Т–5Т в железорудной серии и 1М–3М среди низкотитанистых габброидов мощностью $n \cdot 10$ –200 м); микроуровень – многочисленные ритмы в строении обеих групп (первые сантиметры – 2,0 м).

Для изучения распределения платины, палладия и золота в породах

Чинейского плутона нами взята в качестве опорной одна из глубоких скважин (№ 83, глубина 1392 м), пройденная по программе "Оливин" Удоканской экспедицией ПГО "Читагеология" и вскрывшая основную часть разреза. В разрезе скважины вскрыты высокотитанистые (железородная серия и самая нижняя часть лейкогаббровой серии) и низкотитанистые габброиды.

Анализ имеющихся материалов свидетельствует об обогащенности пород большей части плутона платиной, содержания которой в общем случае выше кларковых для основных пород. Из 723 проб она обнаружена в 457 (60%), в то время как палладий всего в 274 (38%) и золото – в 207 (28%). Как правило, соотношение Pt/Pd > 1 (для 124 проб, а < 1 для 98 проб).

Выделяется достаточно резкое различие по содержанию ЭПГ между высоко- и низкотитанистыми габброидами. Последние фактически не содержат эти элементы (они обнаруживаются лишь в 49 из 152 проб, причем платина встречается чаще и преобладает над палладием).

В высокотитанистых габброидах среднее соотношение Pt/Pd составляет примерно 1,5–2, хотя в единичных случаях оно может достигать 20, но и в пределах этой группы породы с различными соотношениями тяжелого и легкого элементов распределены неравномерно. Так, верхняя часть разреза (т.е. низ лейкогаббровой серии), вскрытая скважиной, характеризуется выдержанностью Pt/Pd отношения, равного 1,5–2 (за исключением зон катаклаза, где оно снижается до 0,1–0,6).

Средние значения отношения этих металлов в породах железородной серии близки к таковым лейкогаббровой, но для них типичны более резкие колебания: на фоне обычных отношений Pt/Pd, равных 1–2, обособляется интервал пород (350–591 м), характеризующийся преобладанием платины над палладием в 3–10 раз. Он совпадает с центральной частью серии, и в его строении значительную по объему часть занимают убогие и средние титаномагнетитовые руды. В самом низу железородной серии доминирует палладий (Pt/Pd = 0,6), что отражает появление сульфидной минерализации в приподошвенной части плутона. В высокотитанистых габброидах наиболее ярко проявлена макроритмичность, выявляющаяся по вариациям главных окислов. Отчетливо выделяется пять пачек в (1Т–5Т) пределах железородной серии в детально изученном нами разрезе глубокой (1352 м) скв. 11, а также в опорном разрезе скв. 83. Визуально эта тенденция в полевых условиях не всегда устанавливается, поскольку затушевывается более тонкой ритмичностью.

Сравнительный анализ концентраций ЭПГ в пачках железородной серии показывает, что в то время как в пачках 1Т и 4Т платина и палладий обнаружены в 95% проб (в пачке 2Т – 80%) и распределены достаточно равномерно по разрезу, в пачках 3Т и 5Т платиноиды содержатся в меньших количествах и концентрируются следующим образом: в нижней части пачки 3Т платина устанавливается во всех пробах, а в верхней – практически отсутствует; в пачке 5Т она фиксируется в верхней ее трети в 100% проб, а внизу ее нет совершенно.

Микроритмичность формируется в пределах отдельных слоев и имеет те же особенности, что и в пачках: снизу вверх в микроритмах снижаются содержания FeO и Mg и возрастают Al и Si, что отражает эволюцию состава пород от богатых титаномагнетитом пироксенитов к лейкогаббро и плагиоклазитам. В этом же направлении происходит увеличение содержания редких и редкоземельных элементов, что подробно рассмотрено ранее [1]. Как для пачек, так и для микроритмов характерна скрытая расслоенность, фиксирующаяся изменением железистости пироксенов и в слабой степени – составов титаномагнетитов. Обычно в верхних частях микроритмов породы имеют лейкократовый облик и более крупнозернистую, часто пегматоидную структуру. Именно к ним чаще всего приурочены скопления сульфидов – халькопирита, пирротина.

С целью изучения ЭПГ в пределах отдельных микроритмов было отобрано 43 пробы через 1–2 см и проанализировано полуколичественным сцинтиляционным методом (Институт геохимии СО РАН, аналитик С.И. Прокопчук). При анализе полученного материала выявляются две тенденции: а) в большинстве проб значимые концентрации платины (0,04–0,05 г/т) и палладия (0,1–0,3 г/т), а также их следы устанавливаются в верхних частях ритмов в лейкократовых разновидностях с видимыми включениями сульфидов; б) в нижних частях микроритмов фиксируется слабая прямо пропорциональная зависимость Pd от концентраций титаномагнетита.

Даже приведенный здесь очень ограниченный материал по распределению ЭПГ в расслоенных единицах Чинейского плутона свидетельствует о невозможности трактовки формирования платиновой минерализации в результате простой кристаллизационно-гравитационной модели.

Описанные особенности ритмичного строения пород проявлены менее ярко в низкотитанистых габброидах, где формирование разноуровневых единиц происходило за счет колебаний содержаний в них пироксенов. В этой группе пород устанавливаются три пачки (1М–3М) мощностью по 150–180 м. Они не обладают таким тонкослоистым строением, как породы железорудной серии, средняя мощность ритмов составляет 1,5–2 м.

Содержания ЭПГ в них существенно ниже, чем в предыдущей группе, фактически они находятся на пределе чувствительности метода. В связи с этим не изучены особенности распределения платиноидов в расслоенных единицах, как мелких, так и крупных.

Однако при детальном изучении скв. 11 нами в них был обнаружен резко обогащенный платиной 7,5-метровый интервал пород (подошва пачки 2М). Породы здесь удивительно выдержаны по составу и представлены среднезернистыми плагиоклаз-титаномагнетитовыми разностями габброидов с примесью пироксенов. Сульфиды составляют 3–5%, горизонт залегает среди пироксенитов–меланоноритов. Резко повышенные содержания ЭПГ в трех проанализированных химико-спектральным (И.С. Разина, ИМГРЭ) и 11 сцинтиляционным (С.И. Прокопчук, Институт геохимии СО РАН) методами образцах (Pt – до 1,186 г/т, Pd – 0,064, Rh – 0,01, а также Au – до 0,1 г/т) заставляют обратить на этот интервал особое внимание.

Сопоставление результатов силикатных анализов пород и данных по содержаниям ЭПГ свидетельствует о независимом поведении последних: не устанавливается никакой корреляции их ни с одним из породообразующих окислов. Та же картина наблюдается в отношении рудных компонентов (меди, кобальта, никеля) при их низких концентрациях, лишь при возрастании содержаний меди до 0,2–0,4% и выше резко увеличивается количество палладия и несколько меньше – платины.

Практически совершенно лишены ЭПГ измененные бессульфидные габброиды: амфиболизированные, хлоритизированные, сильно катаклазированные с поздними гидротермальными прожилками, а также подвергшиеся лейкократизации разности – кварцсодержащие лейкогаббро, кали-шпатизированные габбро, габбронориты.

В заключение рассмотрения геохимии платины и палладия в породах Чинейского плутона следует сказать о том, что до сих пор не установлены здесь формы их нахождения.

Характерной особенностью Чинейского плутона является совмещение в его пределах промышленного железо-титан-ванадиевого и медного оруденения. Таким образом, он одновременно соединяет в себе черты двух групп месторождений благородных металлов [5]: 1) Pd-Pt-Ir(Au) в Fe-Ti рудах; 2) Pd-Pt-Rh-Au (Os, Ir, Ru, Ag) интерметаллид-халькогенидной в Cu-Ni-Co рудах.

Несмотря на то что повышенные содержания платиноидов установлены в обоих типах руд, наибольший интерес вызывает благородно-металльная минерализация, связанная с сульфидами.

При сравнении средних концентраций ЭПГ в медных рудах Чинейского месторождения, нормированных относительно хондритов, с таковыми других месторождений этой группы выявляется их максимальное сходство с месторождениями Садбери [2], особенно по концентрации палладия и золота. Однако по характеру кривой распределения всех элементов платиновой группы Чинейское месторождение в значительной степени сходно с месторождением Лак-де-Иль, что обусловлено низкими содержаниями редких платиноидов. Это представляется весьма закономерным, поскольку сульфидная минерализация этого месторождения, как и Чинейского, связана с плагиоклазовыми и плагиоклаз-пироксеновыми кумулатами.

Сульфидные руды Чинейского плутона обладают существенно медным составом при подчиненном значении никеля, кобальта и благородных металлов (палладия, серебра, золота, платины). В рудах по сравнению с породами плутона резко преобладает палладий, таким образом, среднее отношение Pd/Pt колеблется в пределах 2–5.

В минералогическом отношении доминирование меди на Чинейском месторождении проявляется в резком преобладании халькопирита над остальными минералами. К главным относятся также пирротин и пирит. Пентландит выступает в качестве второстепенного и даже редкого минерала. Всего в рудах диагностировано 89 минеральных видов.

В настоящее время на месторождении описаны следующие минералы ЭПГ: меренскит, майченерит, садбернит, фрудит, сперрилит [6]; медистая

платина, палладиевые фазы Pd-Au-Te, Pd-Se [9]; Pd-Ag-Sb, Pd-Ag-Te [4], платина, полярит, потарит, маяжит [8].

Таким образом, все обнаруженные минералы относятся ко второй группе, выделенной В.В. Дистлером с соавторами [7], – интерметаллидам. Наиболее широко распространены меренскит и майченерит. По ассоциациям минералов благородных металлов Чинейское месторождение наиболее близко к месторождениям района Садбери.

Состав указанных минералов колеблется в обычных пределах для главных слагающих их элементов, однако они существенно отличаются от аналогов других месторождений практически полным отсутствием элементов-примесей (наиболее типичных – никеля и платины), что отражает в целом геохимическую специфику медных руд Чинейского плутона.

Платина, палладий (для редких платиноидов нет статистически значимых данных), золото, серебро и их минералы распределены крайне неравномерно. Ниже приводится краткая характеристика типов сульфидной минерализации плутона и приуроченной к ней благородной минерализации [4] (табл. 1, 2).

1. Вкрапленность сульфидов в тонкорасслоенных титаномагнетитовых рудах в норитах и габброноритах обычно составляет 1–3–5%, но в отдельных горизонтах ее содержание возрастает до 20, и даже 30%. Мощность таких обогащенных сульфидами зон – первые метры, протяженность – сотни метров. Элементы залегания совпадают с таковыми габброидов. Сульфидная вкрапленность в виде небольших выделений (до 5 мм) распределена достаточно равномерно в породах и представлена пирротинном и халькопиритом примерно в равных количествах. Отличительной особенностью данного типа минерализации является присутствие в качестве типоморфного минерала кобальтпентландита (до 10% объема сульфидов). Остальные минералы – пирит, виоларит, зигенит, линнеит, гематит, шпинель, ульвешпинель – обычно составляют менее 1%.

Данный тип является как бы промежуточным между собственно титаномагнетитовым (где $Pt > Pd$) и богатыми сульфидными рудами (с резким преобладанием палладия). Здесь содержания палладия возрастают до 0,12, а платины – до 0,06 г/т, таким образом отношение $Pd/Pt = 2$. ЭПГ нередко концентрируются в лейкократовых обособлениях с сульфидами в верхах микроритмов. Минералы платиновых металлов нами здесь не обнаружены, хотя для аналогичных зон нижних частей железистой серии другими авторами упоминаются потарит и меренскит.

2. Эндоконтактная сульфидная вкрапленность развита преимущественно в монцодиоритах и кварцевых диоритах восточной и юго-восточной частей плутона. При крайне неравномерном распределении сульфидных минералов интенсивность оруденения нарастает к поверхности контакта габброидов с вмещающими породами, расположенного здесь субгоризонтально. Главными минералами являются халькопирит и пирротин, разные количественные соотношения между которыми позволяют выделить следующие минеральные разновидности: 1) халькопиритовую; 2) пирротин-халькопиритовую; 3) халькопирит-пирротиную; 4) пирротинную. К второстепенным минералам относятся пирит,

Таблица 1

Результаты химико-спектрального анализа пород и руд Чинейского плутона (в г/т)

Характеристика пробы	Тип минерализация	Pd	Pt	Au	Rh	Pd/Pt
Сульфидная вкрапленность в норитах, габброноритах	1	0,008	0,098	0,021	0,010	0,08
		0,014	0,075	0,021	0,010	0,2
		0,013	0,766	0,058	0,010	0,017
		0,037	1,186	0,110	0,010	0,031
		0,064	0,175	0,023	0,010	0,4
Халькопирит-пирротиновая вкрапленность в диоритах	2	0,120	0,060	0,030	0,015	2,0
		0,003	0,041	0,021	0,010	0,07
		0,002	0,041	0,020	0,010	0,15
		0,006	0,040	0,020	0,010	0,05
		0,018	0,041	0,020	0,010	0,44
Гнездово-вкрапленная халькопиритовая руда в диоритах	2	0,038	0,055	0,027	0,014	0,70
		0,065	0,042	0,021	0,010	1,07
		0,002	0,041	0,021	0,010	0,005
		4,510	0,041	0,500	0,010	110,0
		3,510	0,099	0,210	He обн.	35,3
Богатая пирротиновая вкрапленность в диоритах	2	2,430	0,055	0,053	0,010	44,0
		2,440	0,075	0,043	He обн.	32,5
		0,014	0,051	0,026	0,013	0,3
Халькопиритовая вкрапленность в габбро	3	0,162	0,041	0,020	0,010	4,0
		0,026	0,041	0,020	0,010	0,6
		2,050	0,041	0,047	0,010	50,0
Халькопирит-пиритовая вкрапленность в лейкогаббро	3	1,750	0,048	0,038	He обн.	37,0
		0,093	0,035	0,020	0,010	2,6
Жилы сплошных халькопиритовых руд	4	12,260	0,480	0,420	0,010	26,0
		14,760	4,710	0,720	He обн.	3,1
Жилы халькопирита с миллеритом	4	0,950	0,041	0,140	0,010	23,0
		1,360	0,199	0,190	He обн.	7,0
		0,810	0,041	0,130	0,010	20,0

Таблица 1 (окончание)

Характеристика пробы	Тип минерализации	Pd	Pt	Au	Rh	Pd/Pt
Гнездово-вкрапленная халькопирит-борнитовая руда	5	0,990	0,043	0,070	Не обн.	23,0
		2,840	0,053	0,030	0,010	53,0
		2,010	0,270	0,079	0,010	7,5
Богатая пирротиновая вкрапленность в песчаниках		0,369	0,051	0,021	0,010	7,2
		0,550	0,910	0,046	Не обн.	Не обн.
Богатая титаномагнетитовая руда		0,021	0,041	0,113	То же	То же
		0,027	0,042	0,500	0,010	"

Аналитики И.С. Разина, Л.И. Сердобова, ИМГРЭ.

Таблица 2

Результаты химико-спектрального анализа проб Чинейского плутона (в г/т)

Фракция	Характеристика пробы	Тип минерализации	Pt	Pd	Rh	Ru	Pd/Pt	Место отбора
Вал.	Жилы халькопиритовых руд	4	0,22	7,40			34	Участок Рудный
"			0,16	0,74			4,6	
"	Богатая пирротиновая вкрапленность в песчаниках	5	0,11	0,80	0,140		7,3	
			0,10	0,10	0,080	0,050	1,0	
Тяжелая электромагнитная	Халькопирит-пиритовая вкрапленность в лейкогаббро	3	0,94	0,60	1	0,080	0,64	Участок Контактный, скв. 12
То же			0,37	0,75	0,700	0,050	2,0	
Магнитная			0,11	0,18	0,110	0,009	1,7	
Вал.			0,09	0,30	0,140	0,010	3,3	
"	Магнитная	3	0,13	0,50	0,007		3,9	
			0,11	0,16	0,007		1,5	

Аналитик Г.Е. Белоусов, ИГЕМ РАН.

титаномагнетит, ильменит, пентландит с повышенным содержанием кобальта, сфалерит (типоморфный для данного типа), пирит; к редким – зигенит, галенит, виоларит, миллерит, кобальтин, саффорит, герсдорфит, леллингит.

Указанные минеральные разновидности руд отличаются по содержанию в них ЭПГ, максимальные значения которых типичны для халькопиритовой разновидности. Причем если бедная халькопиритовая вкрапленность в диоритах характеризуется невысокими содержаниями платины (0,041 г/т), как и предыдущий тип минерализации, и умеренными концентрациями палладия (0,997 г/т, $Pd/Pt = 23$), то гнездово-вкрапленная халькопиритовая руда отличается очень высоким количеством палладия (до 4,5 г/т), за счет чего отношение Pd/Pt достигает максимальной величины – 110 (среднее – 55). Содержание платины колеблется здесь (в г/т) от 0,041 до 0,099 (среднее – 0,07), а палладия – от 2,43 до 4,51 (среднее – 3,22). Остальные минеральные разновидности, особенно пирротиновая, характеризуются более низкими содержаниями этих металлов, хотя потенциально они могут быть обогащены редкими платиноидами.

В данном типе минерализации описаны такие минералы благородных металлов, как меренскит, мейченерит, потарит, полярит, маякит, мелкие выделения которых сосредоточены преимущественно в халькопирите.

Особый интерес вызывает не изученная пока самостоятельная ассоциация арсенидов и сульфоарсенидов кобальта и никеля, часто локализуемая в виде гнезд, прожилков, как правило, наблюдаются цепочки или скопления изолированных кристаллов сульфоарсенидов с небольшим количеством халькопирита. Главными минералами этого парагенезиса выступают минералы ряда кобальтин–герсдорфит, которые, как известно, могут являться носителями платиновых металлов, особенно редких [7].

3. Вкрапленность сульфидов в леопардовых габбро и лейкогаббро сосредоточена в западной, реже центральной частях плутона. Морфология рудных тел – пластовые залежи, мощность которых варьирует от десятков метров (в эндоконтакте) до первых метров (в центре интрузива); элементы залегания совпадают с таковыми габброидов. Последние обладают здесь пятнистой текстурой, на основании чего названы "леопардовыми". Состав пород и их структурно-текстурные особенности выдержаны по всей минерализованной зоне; достаточно ярко проявлены в них вторичные процессы: альбитизация, амфиболизация, эпидотизация, интенсивность которых нередко совпадает с интенсивностью оруденения. Рудные минералы (халькопирит и пирит, примерно в равных соотношениях) обычно концентрируются внутри пятен, замещая темноцветные минералы. Среди второстепенных рудных минералов установлены пирротин, титаномагнетит, ильменит, среди редких – магнетит, миллерит, виоларит, сфалерит.

Данный тип минерализации характеризуется слабой вертикальной изменчивостью, которая отражается и в распределении благородных металлов в пределах рудных зон: концентрация платины и палладия меняется незначительно (средние содержания их составляют 0,02 и

0,90 г/т соответственно), а отношение Pt/Pd = 4 и остается практически неизменным. Однако по простиранию с запада на восток изменчивость оруденения сильно возрастает, концентрации металлов снижаются, причем наиболее резко – палладия (до 0,09 г/т). Среди минералов ЭПГ здесь установлены майченерит и меренскит.

Другая зона этого типа, в центральной части массива, характеризуется близкими значениями содержаний благородных металлов: Pt – 0,35, Pd – 0,95 г/т; собственные минеральные формы их в данном случае пока не обнаружены.

С целью изучения поведения благородных металлов при обогащении нами проанализированы отдельные фракции двух проб из этого типа руд, отобранных по скв. 9 и 12. В первой из них наблюдается последовательное увеличение содержаний всех ЭПГ (следует особо отметить, что в валовой пробе здесь обнаружены Rh – 0,14 г/т и Ru – 0,01 г/т), а также появляется Ig в тяжелой электромагнитной фракции (до 0,10 г/т). Вторая проба обогащается лишь родием (с 0,007 до 0,01 г/т), в то время как платина и палладий рассеиваются. Вероятно, различное поведение платиновых металлов можно объяснить в данном случае разной формой их нахождения в пробах, отобранных с разных участков залежи. В первом случае можно предположить, что преобладали собственные минералы платины и палладия, которые и сконцентрировались в тяжелых фракциях, а во втором – они находились либо в виде изоморфной примеси в главных рудообразующих сульфидах, либо были распылены в них в виде очень мелких включений и ушли в хвосты.

4. Жилы и линзы сплошных руд в области контакта плутона с вмещающими породами. Сплошные руды выполняют систему субгоризонтальных трещин, мощностью до 1,5 м и протяженностью до первых десятков метров. Текстура руд массивная, реже брекчиевая, типично полное отсутствие жильных минералов. По составу это чисто халькопиритовые или миллерит-халькопиритовые рудные тела (миллерит слагает внешние части гнезд и жил) с большим количеством редких минералов: пирротина, пентландита, минералов группы линнеита, магнетита, маккинавита, герсдорфита, кубанита, сфалерита, никелина, маухерита, арсеногаухекорнита и др.

Рудам этого типа свойственны самые высокие концентрации платиновых металлов по сравнению со всеми остальными, особенно это касается палладия, содержания которого в ураганных пробах достигают сотен г/т. Средние значения этих металлов в пробах из жильных руд Pd – 4,9 г/т, Pt – 0,74 г/т; отношения этих металлов также достаточно высокие (около 20).

Данный тип минерализации характеризуется максимальной изменчивостью и крайне неравномерным распределением полезных компонентов (в частности, платиноидов): наряду с ураганными содержаниями встречаются пробы почти пустые. Закономерности распределения ЭПГ в пределах отдельных рудных тел пока не изучены.

Сопоставление халькопиритовых и миллерит-халькопиритовых жильных тел свидетельствует об обогащенности первых платиной и палладием. Так, например, если в халькопиритовых жилах концентрации

палладия колеблются от 0,74 до 14,76 г/т (среднее 8,79) и платины от 0,16 до 4,71 (среднее 1,14), то в миллерит-халькопиритовых от - 0,25 до 1,36 г/т (среднее 0,87) и от 0 до 1,199 г/т (среднее 0,045) соответственно. При этом Pd/Pt отношение остается практически неизменным и равно 17-18.

Однако последняя из названных разновидностей, несомненно, требует углубленного изучения с точки зрения как геохимии редких металлов платиновой группы, так и форм нахождения всех ЭПГ, поскольку здесь широко распространены редкие арсениды и сульфоарсениды, а также герсдорфит.

В данном типе минерализации выявлен ряд палладиевых фаз, находящихся в виде сростаний или включений в арсенидах, точная диагностика которых не проведена из-за малых размеров.

5. Вкрапленность сульфидов в песчаниках чаще всего фиксируется в восточном экзоконтакте плутона, как самостоятельно, так и вокруг жильных рудных тел, совместно с которыми имеет промышленное значение. Протяженность рудных тел составляет десятки - сотни метров, мощность невыдержанная. Текстура руд вкрапленная, прожилково- и гнездово-вкрапленная; средний размер скоплений 1-2 см. Выделяются две минеральные разновидности: халькопиритовая и халькопирит-борнитовая; из которых последняя распространена очень локально; реже встречаются существенно пирротиновые руды. Второстепенные минералы этого типа минерализации представлены миллеритом, пиритом, герсдорфитом, линнеитом, магнетитом, а редкие - кобальтином, зигенитом и др.

Вкрапленность в песчаниках характеризуется также неравномерным распределением полезных компонентов и высокими содержаниями платиновых металлов, но в несколько меньшей степени, чем предыдущий тип руд. Средние содержания полезных компонентов: Pd - 1,11, Pt - 0,25 г/т; Pd/Pt = 13,1. Сильно различаются в этом типе халькопирит-борнитовые и существенно пирротиновые минеральные разновидности. Для первых типичны как более высокие содержания платиновых металлов (Pd - 2,01-2,84 г/т; Pt - 0,053-0,27 г/т по сравнению с Pd - 0,1-0,55 и Pt - 0,0051-0,91), так и соотношения Pd/Pt (30 по сравнению с 4 для пирротиновых руд). Таким образом, вторая из разновидностей очень напоминает аналогичную в эндоконтактной вкрапленности в монцодиоритах; здесь также можно ожидать повышенные содержания редких платиноидов, тем более что в двух пробах здесь зафиксированы существенные концентрации Rh - 0,08-0,14 и Ru - 0,05 г/т.

Данный тип минерализации содержит большое количество минералов Te, Se, Sb, а также платиновых металлов, среди которых диагностированы садбериит, фрудит, сперрилит, медистая платина.

Сульфидная минерализация, приуроченная к тектоническим нарушениям, встречается в центральных частях массива, причем повышенные концентрации сульфидных минералов локализованы как в послойных, так и в секущих по отношению к расслоенности зонах. Этот тип минерализации не изучен пока с точки зрения нахождения в нем благородных металлов.

В ы в о д ы

1. Породы Чинейского плутона, особенно содержащие титаномагнетит, характеризуются повышенными концентрациями ЭПГ, причем для большей части из них $Pt/Pd > 1$.

2. Платина и палладий распределены неравномерно в пределах пачек и отдельных микроритмов; не установлена их корреляция с породообразующими окислами.

3. Главные запасы платиновых металлов Чинейского месторождения сосредоточены в медных рудах, причем палладий доминирует над платиной, среднее отношение Pd/Pt колеблется от 2 до 5. Разные типы руд характеризуются определенными содержаниями ЭПГ, величиной отношения Pd/Pt .

4. На месторождении главными концентраторами платиновых элементов являются интерметаллы платины и палладия, из которых наиболее часто встречающиеся – майченерит и меренскит.

Л и т е р а т у р а

1. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. Микроритм 1106420 Чинейского плутона // ДАН СССР. 1987. Т. 296, № 5. С. 1199–1203.
2. Кабри Л.Дж., Налдретт А.Дж. Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах // Минералогии. М.: Наука, 1984. С. 10–27. (XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады; Т. 10).
3. Конников Э.Г., Куликова А.Б., Куликов А.А., Кислов Е.В. Распределение благородных металлов в гипербазит-базитовых комплексах Байкальской горной области // Геохимия. 1987. № 7. С. 970–977.
4. Криволицкая Н.А. Сульфидная минерализация Чинейского массива // Геология руд. месторождений. 1986. № 5. С. 94–100.
5. Минералы благородных металлов: Справочник / О.Е. Юшко-Захарова, В.В. Иванов, Л.Н. Соболева и др. М.: Недра, 1986. 272 с.
6. Морозова Н.Н., Бегизов В.Д. Рудоносность и благороднометалльная минерализация массива габбро-норитов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 9. С. 180–182.
7. Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В. Дистлер, Т.Л. Гроховская, Т.Л. Евстигнеева и др. М.: Наука, 1988. 232 с.
8. Прокопчук С.И., Ялович Л.И., Левицкий В.В. Применение сцинтилляционного экспресс-метода для определения гранулометрии платиноидов при оценке рудоносных массивов // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах: Критерии прогноза. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1990. С. 48–52.
9. Трунева М.Ф., Конников Э.Г., Теплов С.Н. Новые данные о благороднометалльной минерализации в одном из габбро-норитовых массивов // Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. С. 116–120.

С.А. Паланджян, Г.Г. Дмитренко, А.Г. Мочалов

ПЛАТИНОИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ

Минералы платиновых металлов (МПМ) к настоящему времени выявлены в более чем 20 массивах альпинотипных ультрамафитов, представляющих все главные фанерозойские пояса развития этих образований. Они обнаружены, как правило, в богатых хромом рудах и аналогичных по составу аксессуарных хромшпинелидах дунитов, тогда как в глиноземистых рудах и перидотитах МПМ не установлены [3, 5, 15]. Высокохромистые рудные концентрации формируются в мантийных комплексах литосферы островодужных ансамблей [29], отдельные тектонические зоны которых различаются между собой по времени и месту развития. Важно отметить, что при повсеместно высокохромистом составе платиноносных хромититов между различными альпинотипными массивами установлены очень широкие вариации видового состава МПМ. Объяснение этому следует искать в зависимости состава МПМ от геодинамических обстановок (ГДО) формирования рудовмещающих комплексов и свойственных этим обстановкам условий петро- и рудогенеза. Такая постановка вопроса представляется правомерной и в свете уже имеющегося опыта сопоставления комплексов МПМ в перидотитовых массивах различного состава [7, 15].

В настоящей статье сделана попытка наметить зависимость парагенезиса МПМ от петрографического и химического состава как вмещающих перидотитов, так и магматических пород данных офиолитовых ассоциаций. Эти особенности состава, как известно, могут отражать ГДО и тектонический режим формирования офиолитов. В работе использован обширный массив данных по составу МПМ и вмещающих ультрамафитов, полученных авторами в лаборатории минералогии платиноидов СВКНИИ ДВО РАН, с привлечением литературных данных по нескольким наиболее детально изученным платиноносным комплексам различных регионов.

Особенности строения и состава платиноносных комплексов альпинотипных ультрамафитов

Подавляющее большинство известных в настоящее время проявлений МПМ в альпинотипных массивах относится к хромититам, локализованным в остаточных (реститовых) комплексах мантийных перидотитов. Особенности минерального состава этих пород отражают ГДО их

формирования [11]. Еще более чувкими индикаторами ГДО являются химические и петрографические особенности магматических комплексов офиолитов, в частности содержания в базальтоидах TiO_2 , а также порядок кристаллизации минералов кумулуса. Оценка ГДО формирования офиолитов, основанная на геологических, тектонических, петро- и геохимических критериях, показывает, что основная часть высокохромистых подиформных тел залегает в умеренно и интенсивно истощенных перидотитовых комплексах, претерпевших наложенные акты регионального или локального рестирования в супрасубдукционных обстановках. Отдельные небольшие концентрации высокохромистых руд связаны и с перидотитами внутриконтинентальных зон транскуррентных разломов (неофиолитовые интрузии лерцолитов – Финеро, Ронда, Бени-Бушера), периконтинентальных океанических бассейнов (массив Колло, Алжир).

Линзовидные, жилообразные, незакономерной формы рудные тела залегают в породах трех петрогенетических серий, слагающих мантийную часть разреза офиолитов, – перидотитовой (здесь они всегда окружены дунитовой оболочкой), краевой дунитовой и пироксенитовой (жильная серия в дунитах). Обнаружены многочисленные признаки более позднего образования дунитов и пироксенитов по отношению к перидотитам. По существу, платиноносные хромититы вместе с окружающими их дунитами и пироксенитами образуют жильный комплекс, наложенный на перидотитовый субстрат. Последний претерпел многоэтапные деформации с развитием пластического течения и перекристаллизации, как предшествующие жильно-рудному комплексу, так и наложенные на него. Как показали детальные исследования Д. Кассарда и др. [17], первоначально формируются дискордантные (относительно текстурного плана вмещающих перидотитов) залежи хромититов, трансформирующиеся в процессе нарастающей деформации мантийного комплекса в конкордантные. Это связано, очевидно, с приуроченностью высокохромистых руд к участкам диапиризма в мантийном комплексе [22, 32]. Тем не менее хромитовые зерна подиформных рудных тел не претерпевают существенной перекристаллизации. Микроструктурные исследования Ф. Христенсена [18] показали, что деформация хромитов приводит к их пассивной ротации в более податливой силикатной матрице, катакластическому и рассеянному крипу. Это обстоятельство имеет важное значение для сохранности в альпинотипных ультрамафитах первичных парагенезисов МПМ, в большинстве случаев образующих включения в идиоморфных зернах хромитов.

Состав МПМ в рассматриваемых комплексах исключительно разнообразен; в хромититах и связанных с альпинотипными массивами россыпных проявлениях описано более 80 минеральных видов и разновидностей [9]. При микроскопическом и микрозондовом изучении рудных образцов подавляющее большинство указанных МПМ обнаружены в виде идиоморфных кристаллических включений (индивиды или моно- и полиминеральные агрегаты). Структурные взаимоотношения позволяют предполагать сингенетичное хромиту образование наиболее распространенных МПМ – сульфидов ряда лаурит–эрликманит, рутениридосминов, кубических твердых растворов на основе иридия, изоферроплатины,

сульфоарсенидов. Детальные рентгенографические исследования И.В. Жерновского [8] показали, что в гексагональных твердых растворах Os, Ir, Ru из россыпей, связанных с разрушением дунит-гарцбургитовых массивов Корякского нагорья, проявлены трансляционное скольжение и механическое двойникование, свидетельствующие о развитии посткристаллизационных пластических деформаций и, следовательно, об общей для хромита и МПМ истории кристаллизации и субсолидусных преобразований. Микроскопическое изучение рудных агрегатов позволяет сделать вывод о незначительном в целом перераспределении элементов платиновой группы при наложенных процессах катаклаза и гидротермального метаморфизма. Таким образом, в хромитовых рудах альпинотипных массивов сохранены комплексы МПМ, отражающие особенности химизма среды верхнемантийного минералообразования, свойственные ГДО формирования данного рудного парагенезиса.

Распространенность МПМ в мантийных комплексах различного состава в связи с ГДО формирования офиолитов

В табл. 1 приведены обобщенные данные по распространенности МПМ в альпинотипных массивах, перидотитовый комплекс которых имеет лерцолитовый, лерцолит-гарцбургитовый, гарцбургит-лерцолитовый и гарцбургитовый состав. Платиноносные массивы расположены в порядке возрастания величины хромистости акцессорных хромшпинелидов перидотитов, являющейся показателем степени частичного плавления [20] — основного процесса, контролирующего петро- и рудогенез пород офиолитовой ассоциации. В качестве примера слабо истощенного лерцолитового комплекса, содержащего хром-платиновую минерализацию, в табл. 1 включен неофиолитовый массив Бени-Бушера. Все остальные массивы относятся к офиолитовому типу с характерным для него преобладанием гарцбургитов в составе мантийного комплекса.

Если рассмотреть распределение МПМ в существенно гарцбургитовых массивах (исключив из ряда Тамватнейский и Нуралинский) в той последовательности, как они расположены в табл. 1, то можно заметить определенные тенденции направленного изменения содержания главных групп МПМ. В первую очередь это уменьшение относительного количества сульфидов и сопряженный рост твердых растворов редких платиноидов параллельно возрастанию уровня частичного плавления (или истощения перидотитов глиноземом). Распределение сульфидов, отражающее насыщенность серой среды рудообразования, является, таким образом, важным петрогенетическим показателем, характеризующим не только химизм процесса платинового минералогенеза, но и режим мантийного магматизма, а также (опосредованно) ГДО последнего.

От намеченной закономерности заметно отклоняется Чирынайский дунит-гарцбургитовый массив, в хромитах которого, согласно данным детального изучения (312 микрозондовых анализов индивидуальных

Таблица 1

Распространенность МПМ в хромитах лерцолитовых и гарцбургитовых массивов

Массив платиноносных альпинотипных перидотитов	Состав вмещающих перидотитов		Распространенность, об.%					Литературный источник
	породы	X_{Sp}^{Cr} (акцес.)	Т.р.	И	П	С	СА	
Бени-Бушера, Марокко	Лц	0,06–0,25(2)	Е.з.	–	–	Пр.	–	[25]
Тамватней, Коряжское нагорье	Лц, Гц	0,15–0,41(33)	22	10	2	60	6	[3]
Джозефин, Орегон	Лц	0,20–0,65	М	–	Чс.	Пр.	М	[31]
Тиебаги, Новая Каледония	Лц, Гц	0,22–0,56(13)	5	–	–	95	–	[15]
Кемпирсай, Урал	Лц, Гц	0,27–0,51(32)	7	–	2	63	28	[7]
Нурали, Урал	Лц, Гц	0,34–0,41(9)	25	–	37	38	–	[4]
П-ов Елистратова, Коряжское нагорье	Лц	0,36–0,64(13)	5	–	–	85	10	[5]
Тетфорд, Аппалачи	Лц	0,44(9)	7	15	22	51	5	[19]
Люис-Хиллз, Ньюфаундленд	Лц	0,44–0,57(9)	–	–	–	Е.з.	–	[21]
Троодос, Кипр	Лц	0,48–0,64	Чс.	–	М	Пр.	–	[26]
Вуринос, Греция	Лц	0,55–0,72	40	–	–	48	12	[15]
Чирынай, Коряжское нагорье	Лц	0,60–0,77(18)	15	3	80	2	–	[5]
Красногорский, там же*	Лц	0,66–0,90(13)	50–64	12–24	0–8	11–15	6–11	[5]
Среднегорский, там же**	Лц	0,88–0,92(2)	57	Е.з.	3	30	10	[5]
Верхнехатырский, там же*	Лц	0,67–0,89(9)	100	–	–	–	–	
Наранский, Монголия	Лц	0,79–0,91(4)	68	–	–	25	7	[6]
Пол-Коррал, Калифорния	Лц	?	26	17	57	Е.з.	–	[27]

*С учетом новых данных авторов настоящей статьи.

**В составе массива преобладают дуниты.

Примечание. Петрографический состав: Лц – лерцолиты; Гц – гарцбургиты. $X_{Sp}^{Cr} = Cr/(Cr+Al)$. Состав МПМ: Т.р. – гексагональные и кубические твердые растворы Os, Ir, Ru, Pt, Rh; И – интерметаллиды Pt, Fe, Cu, Ni; П – твердые растворы Fe, Ni, Cu с Os, Ru, Ir, Rh; С – сульфиды (главным образом минералы ряда лаурит–эрликманит); СА – сульфоарсениды и арсениды платиноидов. Оценки распространенности МПМ: Е.з. – единичные зерна; М – малораспространенные; Чс. – встречаются часто; Пр. – преобладают. В скобках – число анализов.

Литературные источники данных по составу перидотитов указаны в работе [11]; использованы также данные Ж. Корипробста (Бени-Бушера), С.Е. Смита и Д. Элтона (Люис-Хиллз), Р. Лаврента (Тетфорд).

зерен МПМ), существенно преобладают твердые растворы Fe, Ni, Cu с Os, Ru, Ir, Rh. Эти минералы, детально описанные лишь недавно [10, 31], развиты в значительных количествах в некоторых массивах (Джозефин, Тетфорд, Нурали, Пол-Коррал) независимо от уровня истощенности перидотитов. Вопросы генетической позиции рассматриваемой группы минералов пока недостаточно разработаны; очевидно лишь, что пористые индивиды и агрегаты (группа "феррорутения") образуются в условиях крайнего дефицита серы (регионального или локального), проявляющегося в процессе рудоотложения в перидотитовых комплексах очень широкого диапазона составов (см. табл. 1). Другие перидотитовые комплексы с "аномальными" (относительно прогрессивного ряда величин X_{Sp}^{Cr}) пропорциями МПМ представлены существенно лерцолитовыми массивами Тамватней и Нурали, отличающимися повышенной ролью твердых растворов и пониженной – сульфидов платиноидов.

Таким образом, простая ранжировка перидотитовых комплексов по степени их истощенности магмофильными компонентами еще не позволяет выработать удовлетворительную модель связи состава МПМ с параметрами, отражающими петрогенетические процессы в различных ГДО островодужных ансамблей. Поэтому возникает задача такой группировки платиноносных массивов, в основу которой было бы положено распределение наиболее распространенных МПМ, соотнесенное с составом нескольких независимых комплексов-показателей ГДО формирования офиолитов. Для решения этой задачи представляется наиболее целесообразным выделение двух ассоциаций МПМ – самородных и халькогенидов, относительная распространенность которых позволяет разделить платиноносные альпинотипные массивы на несколько групп. Ниже дана их краткая характеристика.

В лерцолитовых массивах нефилитового типа, сложенных комплексом весьма слабо истощенных пород верхней мантии (близких по составу к наименее истощенным лерцолитам глубинных ксенолитов), практически все зерна МПМ представлены халькогенидами [22, 25]. Так, в массивах Бени-Бушера и Ронда наиболее ранние по времени образования хромитовые руды содержат включения сульфидов ряда лаурит-эрликманит; в более поздних хром-никелевых рудах аномально высокие содержания платиноидов и золота, представляющие экономический интерес, связаны с никелином. В хромититах несколько более истощенного комплекса Финеро (Западные Альпы) МПМ представлены лауритом, сульфидами Ir, Cu, Ru, а также самородным иридием. Значительная часть элементов группы платины содержится в сульфидах Ni, Cu, Fe. Как отмечают А. Феррарио и Г. Гарути [22], в большинстве фаз, содержащих элементы группы платины, обнаружены повышенные содержания Cu, Ag, Pb, Rh, что обусловлено высокощелочным составом рудообразующего флюида. Согласно указанным исследователям, данные по минералогии платиноидов в хромититах Финеро указывают на более высокую фугитивность серы по сравнению со всеми другими альпинотипными проявлениями МПМ Ru-Os-Ir состава. Приведенные данные могут служить важной отправной точкой для оценки эволюции мантийного платинового минералообразования в различных ГДО; они

характеризуют процессы формирования МПМ в наименее истощенных перидотитовых комплексах, становление которых связано с очень небольшими по масштабам процессами растяжения в зонах транскуррентных разломов континентальной литосферы.

Переходя к МПМ в хромититах офиолитовых массивов, отметим, что по относительной распространенности самородных минералов и халькогенидов платиноносные массивы могут быть разделены на три группы (табл. 2).

1. Массивы, хромититы которых включают главным образом сульфиды и сульфоарсениды металлов платиновой группы (самородные фазы составляют менее 10% количества МПМ). Вмещающие комплексы перидотитов представляют собой фрагменты океанической литосферы (возможно, образованной в центрах спрединга окраинных бассейнов). Можно предполагать, что мантийные комплексы были дополнительно истощены в супрасубдукционных обстановках, еще до стадии формирования островной дуги. В пользу этого предположения свидетельствует развитие в глубоких горизонтах мантийной части разреза массивов Кемпирсай и Тиебаги хромитоносных дунит-гарцбургитовых серий, по составу минералов близких к перидотитам зарождающихся островных дуг (например, комплекса Троодос).

2. Перидотитовые комплексы широкого диапазона состава, в хромититах которых самородные МПМ и халькогениды развиты примерно в одинаковых количествах (чаще при некотором преобладании халькогенидов). Некоторые массивы этой группы отличаются отсутствием петрогенетической комплементарности между мантийными перидотитами и магматическими сериями офиолитов. Перидотитовый комплекс, вмещающий данную группу рудной минерализации, сильно варьирует по составу и в отдельных случаях содержит сравнительно слабо истощенные лерцолиты (Тамватней) или, наоборот, весьма истощенные гарцбургиты (Вуринос). Однако независимо от состава перидотитов в строении офиолитовых ассоциаций большинства рассматриваемых массивов принимают участие низкотитанистые базальтоиды, а также высокомагнезиальные вулканиты, по химическому составу относящиеся к "переходным бонинитоидам" [16]. С составом офиолитовых вулканитов коррелируются и петрографические особенности ультрамафических и мафических кумулатов, в большинстве своем характеризующихся присутствием ортопироксена (вплоть до развития гарцбургитов в массиве Нурали [13]) и более ранней кристаллизацией обоих пироксенов относительно плагиоклаза. Интерпретация петро- и геохимических данных по магматическим комплексам позволяет предполагать, что офиолиты формировались над зонами субдукции при растяжении литосферы островодужных ансамблей, включающих незрелые островные дуги и (или) сопряженные с ними задуговые бассейны [12, 29]. Тектоническая обстановка образования этого типа офиолитов связывается исследователями с рифтингом преддужья, незрелой дуги или задугового бассейна [16, 28].

3. Наиболее истощенные гарцбургитовые комплексы, хромититы которых обогащены самородными МПМ, тогда как халькогениды

Таблица 2

**Соотношение самородных и халькогенных МПМ
в зависимости от состава реститов и магматических комплексов офиолитов**

Массив платиноносных альпино-типных перидотитов	Ассоциации МПМ, об. %		Петрохимический тип мантийных перидотитов	Петрогенетические ассоциации магматических комплексов	Геодинамические обстановки и режим формирования офиолитов
	самородные	халькогениды			
Тиебаги, Кемпирсай, Люис-Хиллз, Елистратова	5–10	90–95	СОХ, ЗОД	Толейты (А, Б, редко В)	Междуговые бассейны и островные дуги на стадии зарождения (спрединг над зоной субдукции)
Троодос, Вуринос, Джозефин, Тетфорд-Майнз, Тамватней, Нурали	35–60	40–65	ГС, СОХ, ЗОД, РОД	Толейты; переходные бонинитоиды (Б, В, Г)	Незрелые островные дуги, не вступившие в стадию развития осевого вулканического поднятия
Чирьнайский, Красногорский, Среднегорский, Верхнехатырский, Наранский, Полкоррал	60–100	0–40	РОД	Толейты; вулканоплутонические бонинитоидные ассоциации (В, Г)	Развитые энсиматические островные дуги (рифтинг и растяжения в зоне преддужья)

Примечание. Состав МПМ: самородные – Т.р., И, П; халькогениды – С, СА (обозначения см. табл. 1). Петрохимические типы перидотитовых комплексов: СОХ – срединно-океанических хребтов; ГС – границ скольжения; ЗОД – зарождающихся островных дуг; РОД – более развитых энсиматических островных дуг [11]. В скобках – последовательность кристаллизации минералов в кумулятивных сериях: А – *Ol, Pl, Crx*; Б – *Ol, Crx, Pl, Orx*; В – *Ol, Crx, Orx, Pl*; Г – *Ol, Orx, Crx, Pl*.

составляют менее 40% платиновых минералов, а в отдельных массивах они не обнаружены. Гарцбургиты рассматриваемых массивов обеднены энстатитом, а роль дунитов в их строении наиболее значительна среди всех типов офиолитов. Ассоциирующие вулcano-плутонические комплексы являются производными крайне низкотитанистых магм и часто включают бониниты; в составе кумулятивных ультрамафитов широко развит ортопироксен (вебстериты, лерцолиты, гарцбургиты). Указанная ассоциация реститов и магматических пород развита в зонах преддужья современных островных дуг западного края Тихого океана [2, 11, 24]. Крайне истощенные гарцбургиты и крупные тела дунитов, содержащие наиболее хромистые шпинели ($X_{Sp}^{Cr} = 0,7-0,95$), являются, скорее всего, остатками от выплавления из мантийного перидотита бонинитовых магм [14, 16].

Если исходить из приведенных в табл. 2 оценок ГДО и тектонического режима формирования хромитоносных массивов, то следует признать, что формирование МПМ в мантийных ультрамафитах офиолитовых ассоциаций имеет место в супрасубдукционных (островодужных, в широком смысле слова) обстановках и генетически связано с образованием высокохромистого подформного оруденения. Последнее обстоятельство подтверждается отсутствием МПМ в изученных нами нескольких десятках проб глиноземистых хромитов Усть-Бельского массива Корякского нагорья. Химический состав минералов перидотитов Усть-Бельского массива отличается от составов, типичных для мантийных комплексов супрасубдукционных офиолитов, и позволяет предполагать их формирование при раскрытии внутриконтинентального бассейна [11].

Распределение МПМ в реститовых и магматогенных ультрамафитах офиолитовых ассоциаций

Рассмотренная выше картина направленного изменения комплекса МПМ в хромититах мантийных ультрамафитов в зависимости от состава магматических серий и ГДО формирования офиолитов может быть интерпретирована как элемент латеральной неоднородности верхней мантии островодужной системы. Наряду с этим существует возможность проявления вертикальной неоднородности в распределении МПМ, обусловленной различной позицией хромитов в разрезе, их локализацией в тех или иных сериях ультрамафитов (реститовых, жильных, кумулятивных, импрегнационно-метасоматических). Нам неизвестны литературные данные, позволяющие проследить изменение состава МПМ по разрезу в пределах какого-либо значительного по масштабам фрагмента ультрамафитового основания офиолитов. Поэтому представляют несомненный интерес полученные авторами настоящей статьи данные по Красногорскому массиву, в пределах которого обнажен более чем 5-километровый по мощности разрез ультрамафитов [5, 11]. В строении массива сочетаются несколько серий ультрамафитов (снизу вверх по разрезу): гарцбургитовая (с согласными телами, дайками и жилами

дунитов, ортопироксенитов), дунитовая (с жильной серией ортопироксенитов), пироксенит-дунит-гарцбургитовая (такситового и полосчатого сложения). Породы последней серии характеризуются повышенной железистостью; судя по текстурно-структурным особенностям, формирование такситовой серии обусловлено сочетанием магматических (в том числе кумулятивных), импрегнационных и метасоматических процессов. Породам гарцбургитовой и дунитовой серий приписывается остаточное происхождение. Хромититы развиты по всему разрезу ультрамафитов и локализованы во всех перечисленных сериях.

В табл. 3 приведены данные по видовому составу МПМ в хромититах Красногорского массива, позволяющие оценить вариации платиноидной минерализации в сопряженных сериях ультрамафитов различного состава и происхождения. Микронзондовое изучение более 700 зерен МПМ позволяет сделать вывод о малосульфидном характере минерализации как в реститах, так и в жильных и плутонических сериях ультрамафитов Красногорского массива. Даже с учетом сульфидарсенидов и арсенидов элементов платиновой группы суммарное количество халькогенидов не превышает 1/4 всего количества МПМ. Что касается самородных фаз различных систем МПМ, то их распределение существенно меняется в зависимости от генетического типа вмещающих ультрамафитов. В гарцбургитовой и в большей части дунитовой серии хромититы характеризуются в целом близкими пропорциями систем самородных МПМ; в ортопироксенитах заметно возрастает роль кубических твердых растворов Ir, Os, Ru, Pt, Rh. Резко контрастный состав МПМ установлен в хромититах дунитовой серии — переходного горизонта между перидотитовым основанием массива и пироксенит-дунит-перидотитовым комплексом верхней части разреза ультрамафитов. В некоторых пробах хромититов дунитовой серии сульфиды полностью отсутствуют и практически все зерна МПМ представлены гексагональными твердыми растворами Os, Ir и Ru. Однако в проявлениях хромититов, пространственно тяготеющих к границе с такситовым комплексом, установлено резкое преобладание в составе МПМ изоферроплатины. Такая же специализация МПМ характерна и для хромититов, локализованных в ультрамафитах такситовой серии. С повышенной железистостью этих пород сочетается и необычный состав хромититов, существенно обогащенных железом ($\text{FeO} - 25-32\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 19-48$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 16-34\%$, по данным В.Г. Силкина и В.Е. Стерлиговой).

Таким образом, в Красногорском массиве наблюдается геохимическая индивидуализация МПМ, подчиненных сериям реститов и магматических ультрамафитов, выраженная в существенном преобладании в пределах реститов минералов Os, Ir и Ru, тогда как специфика такситовой серии заключена в развитии минералов платины. Вместе с тем обе ассоциации МПМ относятся к малосульфидному парагенезису, характеризующему, очевидно, условия платинового минералообразования в процессе формирования офиолитов бонинитоидного типа с крайне истощенным составом мантйного комплекса.

Совершенно иной комплекс МПМ установлен в составе дунит-пироксенитовых серий тех массивов, реститогенные перидотиты которых

Таблица 3

Распределение МПМ в хромититах Красногорского массива,
локализованных в ультрамафитах различных петрогенетических серий (в % от *n*)

Минеральная группа, минерал	Серии хромитоносных ультрамафитов				
	гарцбургитовая	дунитовая	ортопироксени- товая (жильная)	дуниты вблизи такситовой серии	пироксенит-дунит- гарцбургитовая (такситовая)
Гексагональные твердые растворы осмия, иридия, рутения	43,2	57,4	1,1	0,9	1,1
Кубические твердые растворы иридия, осмия, платины, рутения	6,8	6,3	29,6	0,9	–
Твердые растворы железа, никеля, меди, рутения, осмия, иридия	–	8,0	15,9	1,9	1,1
Кубические и тетрагональные интерметаллиды платины, железа, меди, никеля	24,3	11,7	28,4	88,8	78,2
Сульфиды ряда лаурит–эрликманит	14,8	10,6	20,4	–	5,4
Сульфоарсениды ряда ирарсит–холлингвортит	9,5	5,2	2,3	1,9	2,2
Сперрилит	1,4	0,8	2,3	5,6	12,0
Число исследованных зерен МПМ (<i>n</i>)	74	349	88	106	92

истощены лишь в умеренной степени. В гарцбургит-лерцолитовых массивах Урала хромититы краевых полосчатых дунит-пироксенитовых комплексов включают парагенезис арсенидов, сульфоарсенидов и сульфоантимонидов Pt и Pd [1]. Таким образом, при общей Pt-Pd геохимической специализации МПМ в магматогенных ультрамафитах офиолитов независимо от состава пород реститового комплекса режим серы и халькофилов, по-видимому, одинаков в пределах всего вертикального диапазона формирования платиновой минерализации.

Заключение

При стандартной Os-Ir-Ru геохимической специализации платино-металльных парагенезисов подформных хромититов состав МПМ, а именно распределение в них сульфидов и других халькогенидов, коррелируется с особенностями петрологии магматических комплексов. Офиолиты толеитового (высоко- и умереннотитанистого) типа в своих мантийных комплексах содержат преимущественно сульфидную минерализацию, свойственную малоистощенным верхнемантийным комплексам. Офиолиты супрасубдукционного типа характеризуются падением роли халькогенидов в составе МПМ, что отражает недосыщенность рудообразующей системы серой. Вероятно, мантийный источник такого малосульфидного хром-платинового оруденения был обеднен серой в процессе предшествующих актов частичного плавления, что подтверждается крайней деплетированностью перидотитового комплекса, вмещающего малосульфидную ассоциацию МПМ, а также низкотитанистым составом магматических комплексов, присутствием в последних бонинитоидов – производных истощенной верхней мантии.

Оценка ГДО формирования минерализации платиноидов имеет практическое значение. Так, россыпи рутениридосминового минерального типа, содержащие МПМ, по составу более близки к ассоциации МПМ крайне истощенных дунит-гарцбургитовых комплексов. Это обстоятельство позволяет предполагать, что более перспективны в отношении практически значимых концентраций МПМ те россыпи, коренные источники которых включали офиолиты с низкотитанистым и бонинитовым химизмом магматических комплексов.

Литература

1. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Распределение и формы нахождения МПГ в альпино-типных комплексах складчатых поясов (на примере Урала) // Элементы и минералы платиновой группы в ультрамафических массивах: Тез. докл. СПб., 1991. С. 5–6.
2. Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана. М.: Наука, 1991. 260 с.
3. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А. Петрология и платиноносность лерцолитовых массивов Корякского нагорья. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1990. 93 с.
4. Дмитренко Г.Г., Горячева Е.М., Савельева Г.Н., Перцев А.Н. Минералы платиноидов в хромититах Нуралинского массива (Южный Урал) // Докл. РАН. 1992. Т. 324, № 2. С. 403–407.
5. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы

- породообразующих и аксессуарных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Ч. 1. Породообразующие минералы. Ч. 2. Минералы платиновых элементов. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 60 с.
6. *Дмитренко Г.Г., Леснов Ф.П., Махоркина Т.И.* и др. Минералы платиноидов в хромититах Наранского массива (Западная Монголия) // ДАН СССР. 1991. Т. 317, № 5. С. 1220-1222.
 7. *Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А.* и др. Особенности состава минералов платиноидов в зависимости от геодинамических обстановок формирования офиолитовых ассоциаций // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1990. С. 53-58.
 8. *Жерновский И.В., Мочалов А.Г.* Новые данные о морфогенезе минеральных индивидов гексагональных твердых растворов осмия, рутения и иридия из ультрамафитов // ДАН СССР. 1991. Т. 319, № 6. С. 1424-1427.
 9. *Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г.* Минералогия платиноидов альпинотипных ультрамафитов // Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 144-167.
 10. *Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г., Жерновский И.В., Рудашевский Н.С.* Новый иридий-осмий-рутениевый тип (твердые растворы редких платиноидов с железом) платиноидной минерализации в хромшпинелидах альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья // Зап. ВМО. 1985. Ч. 114, № 5. С. 544-554.
 11. *Паланджян С.А.* Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 108 с.
 12. *Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134-165.
 13. *Савельева Г.Н., Денисова Е.А.* Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника. 1983. № 2. С. 42-57.
 14. *Arai S.* Origin of the ophiolite peridotites // *J. Geogr.* 1989. Vol. 98, N 3. P. 45-54.
 15. *Auge T.* Platinum-group minerals in the Tiebahi and Vourinos ophiolitic complexes: genetic implications // *Canad. Miner.* 1988. Vol. 26, N 1 P. 177-192.
 16. *Beccaluva L., Serri G.* Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 146, № 1/4. P. 291-315.
 17. *Cassard D., Nicolas A., Rabinovitch M.* et al. Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76. P. 805-831.
 18. *Christiansen F.G.* Deformation fabric and microstructures in ophiolite chromites and host ultramafics, Sultanate of Oman // *Geol. Rundschau.* 1985. Bd. 74, N 1. S. 61-76.
 19. *Corrivaux L., Laflamme J.H.G.* Mineralogie des elements du groupe du platine dans les chromitites de l'ophiolite de Thetford Mines, Quebec // *Canad. Miner.* 1990. Vol. 28, N 3. P. 579-595.
 20. *Dick H.J.B., Fisher R.L.* Mineralogical studies of the residues of mantle melting: abyssal and alpine-type peridotites // *Kimberlites II: The mantle and crust-mantle relationships.* Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 295-308. (Develop. Petrol.; 11B).
 21. *Edwards S.J.* Harzburgites and refractory melts in the Lewis Hills massif, Bay of Islands ophiolite complex: the base-metals and precious-metals story // *Canad. Miner.* 1990. Vol. 28, pt. 3. P. 537-552.
 22. *Ferrario A., Garuti G.* Platinum-group mineral inclusions in chromitites of the Finero mafic-ultramafic complex (Ivrea zone, Italy) // *Miner. and Petrol.* 1990. Vol. 41, N 2/4. P. 125-143.
 23. *Garuti G., Gorgoni C., Sighinolfi G.P.* Sulfide mineralogy and chalcophile and siderophile element abundances in the Ivrea-Verbano mantle peridotites (Western Italian Alps) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 70. P. 69-87.
 24. *Ishiwatari A.* Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in context of diversity of ophiolites // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1985. Vol. 89. P. 155-167.
 25. *Leblanc M., Gervilla F., Jedwab J.* Noble metals segregation and fractionation in magmatic ores Ronda and Beni Bousera lherzolite massifs (Spain, Morocco) // *Miner. and Petrol.* 1990. Vol. 42, N 1/4. P. 233-248.
 26. *McEduf B., Stumpfl E.F.* Platinum-group minerals from the Troodos ophiolite, Cyprus // *Ibid.* P. 211-232.
 27. *Moring B.C., Page N.J., Oscarson R.L.* Platinum-group element mineralogy of the Pole Corral

- podiform chromite deposit, Rattlesnake Creek terrane, Northern California // *US Geol. Surv. Circul.* 1987. N 995. P. 48–49.
28. *Murton B.J.* Tectonic controls on boninite genesis: Magmatism in the ocean basins // *Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.* 1989. N 42. P. 347–377.
29. *Ohnenstetter M.* Classification petrographique et structurale des ophiolite, echo de la dynamique des zones de transition croute-manteau. Incidence sur la nature et la disposition des corps de chromite associes // *C.r. Acad. sci. Ser. II.* 1985. T. 301, N 20. P. 1413–1418.
30. *Page N.J., Singer D.A., Moring B.C., Carlson C.A.* Platinum-group element resources in podiform chromitites from California and Oregon // *Econ. Geol.* 1986. Vol. 81, N 5. P. 1261–1271.
31. *Stockman H.V., Hlava P.F.* Platinum-group minerals in alpine chromitites from South-Western Oregon // *Ibid.* 1984. Vol. 79. P. 491–508.
32. *Wang F.* Primary discussion on the genesis classification for alpine-type chromite // XXVIII Intern. Geol. Congr: Abstr. Wash. (D.C.). 1989. Vol. 3. P. 322–323.

УДК 553.491.8:549.731.15(234.85)

Е.В. Аникина, В.П. Молошаг, В.Ю. Алимов

**МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ
В ХРОМИТАХ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО
И РАЙ-ИЗСКОГО МАССИВОВ
(ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

В последние годы интерес к проблеме платиноносности альпинотипных гипербазитов, слагающих основание офиолитовых разрезов значительно возрос. Об этом свидетельствуют многочисленные публикации по геохимии и минералогии ЭПГ в различных офиолитовых комплексах.

В настоящее время имеются весьма ограниченные данные по платиновой минерализации, связанной с гипербазитами Полярного Урала. В коренных породах был установлен осмиевый лаурит и предположительно платинистый иридий [4].

Нами изучены минералы платиновых металлов из нескольких хромитопоявлений Войкаро-Сыньинского и Рай-Изского массивов, входящих в состав Полярноуральского офиолитового пояса. Вопросы тектоники, структуры, строения, вещественного состава, генезиса, метаморфизма и металлогении этих массивов подробно изложены в ряде работ [1–4].

Хромитовое оруденение связано с дунит-гарцбургитовым комплексом, слагающим большую часть обоих массивов. В пределах комплекса количество рудных тел, их форма, размеры, текстура и вещественный состав хромитов зависит от положения в разрезе, который представлен последовательно сменяющимися друг друга зонами гарцбургитов с редкими жилами дунитов, шлирово-полосчатых дунит-гарцбургитов (количество дунитов 10–30%) и зоной, содержащей крупные штокообразные дунитовые тела. Такая последовательность прослеживается на массиве Рай-Из с северо-запада на юго-восток, а на Войкаро-Сыньинском массиве – с востока на запад.

Основная масса хромитов локализована вблизи крупных дунитовых тел, либо внутри них в виде тел неправильной формы, сложенных убоговкрапленными разновидностями, либо на границах дунитовых тел, где хромиты слагают мощные линзы или пласты, представленные среднегустовкрапленными разновидностями. Руды по составу высокохромистые. На удалении от крупных дунитовых тел, в пределах шлирово-полосчатых дунит-гарцбургитов с низким содержанием дунитов (до 10%), хромиты залегают как в мелких дунитовых телах, так и в гарцбургитах. Руды представлены в дунитах убоговкрапленными разновидностями, в гарцбургитах могут образовывать линзовидные и пластовые тела, сложенные густовкрапленными и сплошными рудами. По составу хромиты средне-низкохромистые, глиноземистые [1, 4].

Акцессорная платиноидная минерализация установлена как в высокохромистых рудах, локализованных в обогащенной дунитами зоне дунит-гарцбургитового комплекса, так и в средне-низкохромистых разновидностях гарцбургитовой части разреза. МПМ в высокохромистых рудах представлены сульфидами ряда лаурит-эрликманит, Ir-Rh-Fe-Ni-Cu сульфидами, минералами рядов ирарсит-холлингворитит и ирарсит-толовкит и сперрилитом. Наибольшее число фаз установлено в хромитах месторождения Центральное. В средне-низкохромистых рудах Кершорского рудопроявления найден только осмиевый лаурит (см. таблицу). В хромитах обоих типов минералы платиновых металлов ассоциируют с Fe-Ni-Cu сульфидами и самородной медью.

Качественный анализ МПМ и контроль фазовой однородности проводился на электронном сканирующем микроскопе "Cavex" (ИГГиМ РАН, г. Новосибирск). Для очень мелких зерен (менее 5 мкм), заведомо непригодных для микрозондового анализа, получены спектрограммы, позволяющие приблизительно диагностировать минерал.

Рентгеновские микроспектральные анализы МПМ проведены на микроанализаторе "Camebax" (ИГГиМ РАН, г. Новосибирск). Режим измерений: $E_0 = 20$ кВ, $i = 30$ нА, $t = 5$ с.

Сульфиды Ru и Os (лаурит RuS_2 и эрликманит OsS_2). В хромитах Полярного Урала сульфиды Ru и Os являются самыми распространенными минералами платиновых металлов. Наиболее часто встречается осмиевая разновидность лаурита (3,18–19,96 мас.% Os). Значительно менее распространены низкоосмистые лауриты (0,06–8,32 мас.% Os) и эрликманиты.

Лаурит встречается в трех разных позициях по отношению к остальным минералам хромитовых руд: 1 – в виде включений в ненарушенных зернах хромшпинелида; 2 – на границах мелких силикатных включений в хромшпинелиде; 3 – в интерстициях зерен хромшпинелида или в трещинах, выполненных серпентином. В первых двух случаях лаурит образует идиоморфные кристаллические зерна, которые дают в полированных шлифах сечения треугольной или ромбической формы. Обычна также форма треугольника с отсеченными углами, отвечающая комбинации простых форм куба и октаэдра, и форма прямоугольника с отсеченными углами, отвечающая комбинации граней куба и пентагон-додекаэдра (рис. 1, а, е). Размер кристаллов лаурита 3–10 мкм. Включения

Химический состав минералов (в мас.%) ряда лаурит-эрликманит (рентгеновский микроанализ)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ru	36,63	57,41	35,97	33,07	37,10	57,73	33,52	34,01	33,51	36,71	58,22	39,30	44,26	33,37	1,34	8,98
Os	13,18	3,37	19,96	16,76	16,75	1,29	18,06	17,27	21,57	14,76	0,06	17,15	8,32	18,33	70,52	50,68
Ir	5,02	1,96	7,76	9,25	6,92	1,59	8,00	10,32	9,73	9,67	0,07	9,08	5,44	8,97	0,16	8,30
Rh	0,63	0,10	0,10	0,20	1,87	1,48	0,17	0,37	—	0,50	0,12	0,49	0,19	0,03	—	0,25
Cu	—	—	0,7	—	0,09	—	—	—	0,07	0,06	—	0,06	—	0,03	—	0,18
Ni	7,49	—	0,06	0,16	0,46	0,08	0,12	—	—	0,05	—	—	—	0,34	—	—
Fe	0,73	0,41	0,81	0,80	1,03	0,37	1,01	0,48	0,36	0,62	0,18	0,50	0,43	2,55	0,32	0,55
S	32,27	35,67	31,91	29,65	32,76	36,49	30,01	29,55	32,35	31,77	33,93	32,23	31,61	30,16	21,52	24,63
Se	0,07	0,11	—	0,05	—	0,10	—	—	—	0,07	0,06	0,08	0,07	0,06	—	—
Сумма	96,02	99,03	96,74	89,94	96,98	99,13	90,89	92,03	97,59	94,21	92,59	98,89	90,32	93,79	93,86	93,57

Кристаллохимические формулы

Ru	0,68	0,99	0,71	0,71	0,72	0,99	0,71	0,72	0,66	0,73	1,06	0,76	0,88	0,70	0,04	0,23
Os	0,13	0,03	0,21	0,19	0,17	0,01	0,20	0,19	0,23	0,16	—	0,18	0,09	0,21	1,05	0,68
Ir	0,05	0,02	0,08	0,10	0,07	0,01	0,09	0,01	0,10	0,10	—	0,09	0,06	0,10	0,002	0,11
Rh	0,03	0,002	0,00	0,004	0,04	0,03	0,004	0,002	—	—	—	0,01	0,004	—	—	0,006
Ni	0,24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	1,89	1,81	1,95	2,00	2,00	1,96	2,00	1,97	2,01	2,00	1,94	1,96	1,98	2,00	1,91	1,97

Примечание. 1-14 – лаурит; 15, 16 – эрликманит; 1 – 5 – Войкаро-Сынынский массив (1 – Пайтовское рудопоявление, 2 – Хойлинское, 3, 4 – Кершорское, 5 – Кепчельское-II); 6-11, 15, 16 – массив Рай-Из, Центральное месторождение; 12, 13 – Западное рудопоявление; 14 – Иашорское рудопоявление.

в хромшпинелиде могут быть как мономинеральными, так и двух-трехфазными. В сростаниях с лауритом установлены сульфиды Fe и Ni и Ir-Rh-Ni-Fe-Cu сульфиды. Лаурит в интерстициях зерен хромшпинелида и в трещинах, выполненных серпентином, образует ксеноморфные зерна размером около 10 мкм, как мономинеральные, так и полифазные сростания с эрликманитом, ирарситом и сульфидами никеля (см. рис. 1, з).

Состав лауритов характеризуется изменчивостью в широких пределах. Содержание осмия в изученных фазах колеблется в интервале 0,06–19,96 мас.%, иридия – 0,07–10,32, родия – 0,03–1,87 мас.%. Лауриты с минимальным содержанием примесей приурочены к силикатному цементу хромитов. В обр. 2381 (см. рис. 1, з) беспримесный лаурит ассоциирует с эрликманитом и ирарситом (см. таблицу, ан. 11, 15). Наиболее осмистые лауриты содержат максимальные концентрации иридия, и наоборот. Максимальная концентрация родия (1,87 мас.%) отмечена в лаурите, сростающемся с Ir-Rh-Ni-Fe-Cu сульфидами (см. таблицу, ан. 5). Примеси железа, меди и никеля, как правило, незначительные. Высокое содержание никеля (7,49 мас.%) и отмечается в обр. 3939, где лаурит окружен каймой сульфида Fe и Ni (см. таблицу, ан. 1).

Эрликманит установлен всего в двух образцах: в одном случае в сростании с лауритом и ирарситом (см. рис. 1, з), в интерстиции зерен хромшпинелида, в другом – в ассоциации с фазой (Ir, Rh, Cu)S на границе силикатного включения в хромшпинелиде (см. рис. 1, б). Размер зерен в обоих случаях около 100 мкм. В первом образце зерно эрликманита ксеноморфное, а во втором обе фазы представлены идиоморфными кристаллами. Для эрликманита, сростающегося с лауритом и ирарситом, характерно низкое содержание примесей, тогда как в другом отмечаются относительно высокие концентрации рутения, осмия, иридия, родия и меди (см. таблицу, ан. 15, 16).

Ir-Rh-Ni-Fe-Cu сульфиды. Эти минералы встречаются как в виде самостоятельных идиоморфных зерен в хромшпинелиде (рис. 2, б), так и в форме сростаний с минералами ряда лаурит–эрликманит (см. рис. 1, б). Размеры зерен не превышают 5 мкм. В сростках с эрликманитом оба минерала обычно идиоморфны.

Для большей части минералов установлен только элементный состав. Для всех фаз характерно высокое содержание иридия. По набору спектральных линий элементов можно выделить минералы состава (Ir, Rh, Cu)S, (Ir, Fe, Ni, Cu)S, (Ni, Ir, Rh, Fe, Cu)S. Для фазы, сростающейся с лауритом (см. таблицу, ан. 5), выполнена количественная оценка состава. Полученная формула минерала – $(\text{Ni}_{0,27}\text{Ir}_{0,21}\text{Fe}_{0,15}\text{Rh}_{0,13}\text{Cu}_{0,12}\text{S}_{1,06})$. Подобная фаза упоминается в литературе [5]. На рис. 1, б в Ir-Rh-Ni-Fe-Cu сульфиде отмечается очень мелкое обособление Pt-содержащей фазы, возможно железистой платины.

Арсениды Pt, Ir, Rh, Os. *Сперрилит* установлен только в одном образце в сростании с холлингвортитом. Сросток расположен в рудном цементе. Зерно сперрилита идиоморфное, размером около 10 мкм (см. рис. 2, е).

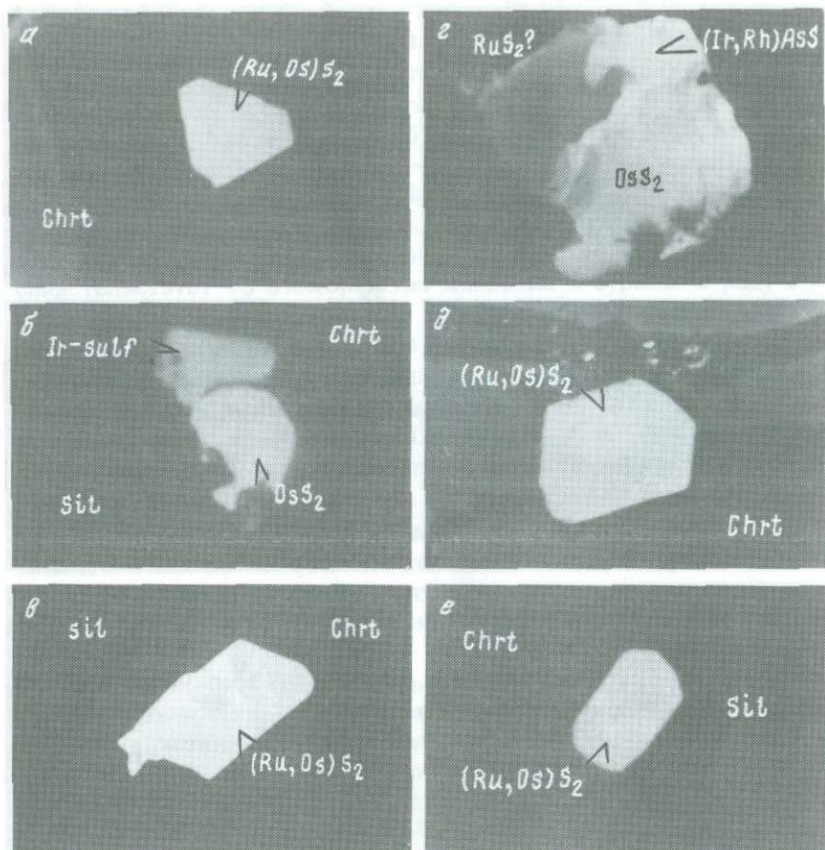


Рис. 1. Форма зерен минералов платиновых металлов и соотношения фаз в их агрегатах. Снимки в отраженных электронах

a-z – массив Рай-Из, месторождение Центральное; *д* – массив Рай-Из, месторождение Западное; *е* – Войкаро-Сыньинский массив, рудопоявление Кершор; *а* – включение лаурита в хромшпинелиде (см. таблицу, ан. 7), увел. 4000; *б* – сростание эрликманита (см. таблицу, ан. 16) с фазой Ir-Rh-Cu, S; иммерсионный препарат, увел. 1000; *в* – осмиевый лаурит (см. таблицу, ан. 10) на границе силикатного включения в хромшпинелиде, увел. 3000; *з* – сростание лаурита (см. таблицу, ан. 11) эрликманита (см. таблицу, ан. 15) и ирарсита, увел. 3000; *д* – осмиевый лаурит (см. таблицу, ан. 12) в хромшпинелиде, увел. 3000; *е* – осмиевый лаурит (см. таблицу, ан. 3) на границе силикатного включения в хромшпинелиде, увел. 3000

Состав минерала (в мас.%): Pt – 54,81, Ir – 0,46, Rh – 0,14, Os – 0,10, Cu – 0,05, Ru – 0,03, As – 47,53, S – 0,04, сумма – 103,16. Кристаллохимическая формула $(Pt_{0,92}Ir_{0,008}Rh_{0,004}Os_{0,002})As_{2,07}$.

Сульфоарсениды Ir, Rh, Os, Ru. Ирарсит встречается как в виде самостоятельных зерен (см. рис. 2, в), так и в сростании с лауритом, эрликманитом и сульфидами никеля и железа (см. рис. 1, з; 2, в, з). Зерна обычно приурочены к микротрещинам в хромшпинелиде, контактам хромшпинелида и серпентина, каймам магнетита по хромшпинелиду.

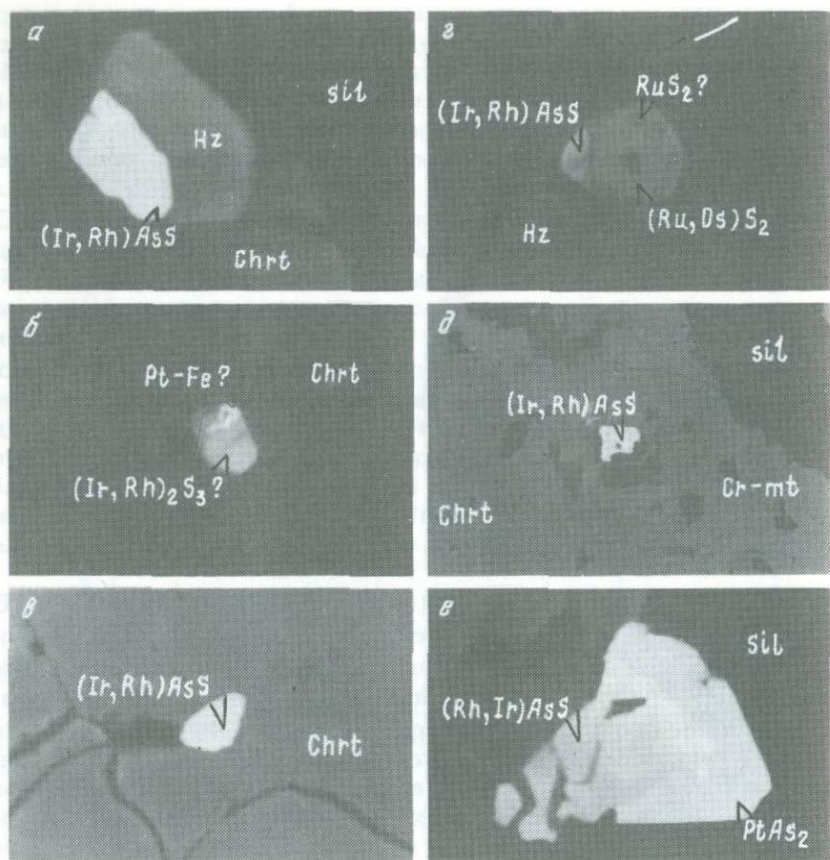


Рис. 2. Соотношения фаз в агрегатах МПМ и их взаимоотношения с сульфидами, силикатами и хромшпинелидом. Снимки в отраженных электронах

a-z – массив Рай-Из, месторождение Центральное; *д, е* – Войкаро-Сыньинский массив, гора Пайты; *a* – срastание ирарсита и хизлевудита на границе серпентиновой прожилка в хромшпинелиде, увел. 4000; *б* – идиоморфное зерно сульфида Ir-Rh-Ni-Fe-Cu в хромшпинелиде, белое – включение платиносодержащей фазы, увел. 4000; *в* – ксеноморфное зерно ирарсита, приуроченное к трещине в хромшпинелиде, увел. 2000; *г* – срastание ирарсита и осмиевого лаурита с хизлевудитом, увел. 4000; *д* – ирарсит $(Ir_{0,74}Rh_{0,15}Ru_{0,03}Ni_{0,03})_{0,95} \cdot (As_{0,91}Sb_{0,17})_{1,08}S_{0,98}$ в срastании с хлоритом (черное) в кайме магнетита по хромшпинелиду, увел. 400; *е* – срastание идиоморфного зерна сперрилита $(Pt_{0,92}Ir_{0,01})_{0,93}As_{2,07}$ с ксеноморфным зерном холлингвортита $(Rh_{0,52}Ir_{0,33}Ru_{0,05})_{0,90}As_{1,13}S_{0,96}$ в силикатах, увел. 3000

Ирарсит образует ксеноморфные зерна или каемки по лауриту и эрликманиту. В последнем случае из-за очень малых размеров зерен удается установить только элементный состав, который, однако, позволяет отнести исследуемые минералы к изоморфному ряду ирарсит-холлингвортит.

Состав ирарсита в срastании с никелевым сульфидом на границе хромшпинелид-серпентин (см. рис. 2, *a*; в мас.%): Ir – 49,25, Rh – 0,146, Ru –

0,25, Os – 5,22, Cu – 0,27, Ni – 8,95, As – 22,40, S – 15,16, сумма – 101,64. Кристаллохимическая формула: $(\text{Ir}_{0,63}\text{Ni}_{0,38}\text{Os}_{0,07}\text{Cu}_{0,01})\text{As}_{0,74}\text{S}_{1,77}$.

Ирарсит в кайме хроммагнетита (см. рис. 2, д) отличается более высоким содержанием родия и появлением в его составе сурьмы. Его состав (в мас.%): Ir – 47,58, Rh – 5,08, Ru – 0,85, Cu – 0,09, Ni – 0,55, As – 22,97, Sb – 7,05, S – 10,64, сумма – 94,81. Кристаллохимическая формула $(\text{Ir}_{0,74}\text{Rh}_{0,15}\text{Ru}_{0,03}\text{Ni}_{0,03})\text{As}_{0,91}\text{Sb}_{0,17}\text{S}_{0,96}$. Поскольку на уровне чувствительности микросонда в пределах исследуемого зерна фазовых неоднородностей не установлено, существование минерала с указанным составом свидетельствует об изоморфизме мышьяка и сурьмы в ряду ирарсит IrAsS–головкит IrSbS.

Холлингвортит обнаружен в одном образце в виде ксеноморфного зерна, обрастающего идиоморфный кристалл сперрилит (см. рис. 2, е). Размер зерна около 10 мкм. Химический состав минерала (в мас.%): Ir – 24,41, Rh – 20,69, Ru – 1,63, Os – 0,40, Cu – 0,11, Ni – 0,07, As – 32,74, S – 11,92, сумма – 91,97. Кристаллохимическая формула $(\text{Rh}_{0,52}\text{Ir}_{0,33}\text{Ru}_{0,04}\text{Os}_{0,006}\text{Cu}_{0,004})\text{As}_{1,13}\text{S}_{0,96}$.

Парагенезисы минералов платиновых металлов. Наблюдаемые взаимоотношения минералов платиновых металлов с хромшпинелидом и силикатами, а также друг с другом в разных текстурных позициях по отношению к хромшпинелиду позволяют обозначить следующие группы МПМ.

1. Лаурит осмиевый $(\text{Ru}, \text{Os})\text{S}_2$, образующий мономинеральные идиоморфные включения в неизменном хромшпинелиде или ассоциирующей с силикатными включениями в нем. Представлен очень мелкими зернами, размером 3–5 мкм. Встречается как в низкохромистых, так и в высокохромистых разновидностях руд.

2. Лаурит $(\text{Ru}, \text{Os})\text{S}_2$ + Ir-Rh-Ni-Fe-Cu сульфид + эрликманит $(\text{Os}, \text{Ru})\text{S}_2$ + Ni-Fe сульфид. МПМ образуют включения в хромшпинелиде, иногда в ассоциации с силикатными включениями, в виде полифазных или мономинеральных зерен. Установлены только в высокохромистых рудах.

3. Ирарсит IrAsS + холлингвортит $(\text{Rh}, \text{Ir})\text{AsS}$ + сперрилит PtAs_2 . Приурочены к микротрещинам в хромшпинелиде или ассоциируют с продуктами метаморфизма хромшпинелидов и силикатов. Образуют каймы замещения по минералам второй группы. Установлены в высокохромистых разновидностях хромитов.

На основании изложенного можно выделить два основных парагенезиса минералов ЭПГ: 1) ранний, образующийся одновременно с хромшпинелидом, представленный осмиевым лауритом, лауритом; эрликманитом и Ir-Rh-Ni-Fe-Cu сульфидами; 2) поздний парагенезис составляют минералы рядов ирарсит–холлингвортит, ирарсит–головкит и сперрилит. Его формирование происходит, по-видимому, за счет первичных минералов ЭПГ в условиях, обеспечивающих при-внос мышьяка и сурьмы. Такие условия могут создаваться в ослабленных зонах, возникающих в результате деформаций гипербазитов.

Таким образом, в хромитах Войкаро-Сыньинского и Рай-Изского гипербазитовых массивов установлены минералы рядов лаурит-эрликманит, ирарсит-холлингвортит, ирарсит-толовкит, спериллит и Ir-Rh-Ni-Fe-Cu сульфиды. Большая часть минеральных фаз установлена для этих массивов впервые. Характерной особенностью платиноидной минерализации полярноуральских хромитов является ее сульфидный тип. Это указывает на относительно высокую фугитивность серы в рудообразующей системе на протяжении всех этапов формирования платиноидной минерализации.

В составе платиноидной минерализации выделяются два парагенезиса: 1 – ранний, представленный сульфидами ряда лаурит-эрликманит и Ir-Rh-Ni-Fe-Cu сульфидами, его формирование происходило субсинхронно с хромитами; 2 – поздний, обусловленный привнесом мышьяка и сурьмы в рудообразующую систему, этот парагенезис представлен арсенидами и сульфоарсенидами Pt, Ir, Rh, Ru, Os.

В средне-низкохромистых, глиноземистых рудах Войкаро-Сыньинского массива установлены минералы только раннего парагенезиса – осмистые лауриты. Все остальные описанные минеральные виды характерны для высокохромистых хромитов. Возможно, усложнение минерального состава платиноидной минерализации в этом случае происходит в результате длительных твердофазовых преобразований в широком диапазоне температур и фугитивностей серы [5].

Л и т е р а т у р а

1. Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. 269 с.
2. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
3. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
4. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 227 с.
5. Шило Н.А., Разин Л.В., Чубаров В.М. Минералогия платиновых элементов, генетически связанных с альпийскими гипербазитами северо-запада азиатской ветви Тихоокеанского тектонического пояса // Сульфосоли, платиновые минералы и рудная микроскопия. М.: Наука, 1980. С. 165–171.
6. Stokman H.W., Hlava P.F. Platinum-group minerals in the alpine cromitites from Southwestern Oregon // Econ. Geol. 1984. Vol. 78. P. 491–508.

А.Б. Макеев

**ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОИДОВ
В АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАБАЗИТАХ УРАЛА**

Основной задачей любых исследований, связанных с изучением платиноидов в природных объектах, было и остается определение главной формы нахождения платиноидов в их минеральном виде, т.е. установление собственных минеральных видов или минералов-концентраторов. От решения этой задачи зависят возможность извлечения платиноидов из руд и технологические особенности процесса.

Геохимические исследования с целью определения содержания платиноидов в рудах и породах альпинотипных ультрабазитов Урала проводились Ю.А. Волченко, В.В. Дистлером, Е.Е. Лазыко и др. [1, 3, 9]. Установлены содержания ЭПГ в рудах и породах, повышенные концентрации платиноидов в хромовых рудах и геохимическая специализация хромовых руд на Pt, Ir, Os, Ru при незначительном количестве Pd и Rh, а также перспективность хромовых руд ряда месторождений на возможность извлечения из них платиноидов. Недостаточно изучены минеральные формы платиноидов в альпинотипных ультрабазитах Урала, известно всего несколько работ, основное внимание в которых уделено самородным формам платиноидов [1, 3 – 6, 9, 10]. Нами использованы литературные данные о минералогии платиноидов в альпинотипных ультрабазитах других регионов [2, 8, 11, 12].

Незаслуженно мало внимания уделялось акцессорным железо-медно-никелевым сульфидам в породах и хромовых рудах альпинотипных ультрабазитов, которые неизменно ассоциируют с акцессорными минералами ЭПГ и, возможно, являются минералами-концентраторами платиноидов, так же как и другим самородным металлам, встречающимся в ультрабазитах, – Fe, Ni, Cu, Ag, Au и др. Известно, что железо-медно-никелевые сульфиды норильского типа являются концентраторами ЭПГ, которые при промышленной переработке извлекаются [7].

Объектами настоящих исследований стали акцессорные минералы из пород и руд альпинотипных ультрабазитовых массивов Полярного Урала (Рай-Изского, Сьумкеуского, Войкаро-Сыньинского), Южного Урала (Кемпирсайского), Кубы (Камагуэй). Пробы пород и руд Полярноуральских массивов авторские, а пробы пород и руд с видимыми включениями сульфидов из массивов Камагуэй и Кемпирсайского любезно предоставлены для исследования Г.Г. Кравченко.

Препараты для исследования готовились в виде полированных пластинок хромовых руд и пород с видимыми выделениями сульфидов или путем брикетирования ультратяжелых фракций проб. Препараты изучались под микроскопом, проводились рентгенофазовый и микрорентгеноспектраль-

ный анализы самородных и сульфидных фаз. Для изучения состава исследуемых фаз применялся микроанализатор "MICROBEAM" (операторы С.Л. Карачун, Т.И. Олейникова) с энергодисперсионным анализатором "LINC" на 15 компонентов, использовались стандартные программы расчетов и поправок фирмы "Cameca".

Минералы группы платины встречаются очень редко, в концентратах шлиховых проб вокруг массивов Рай-Из и Сьум-Кеу обнаружены рутениридосмины (с широким диапазоном изменения содержания рутения), осмириды и иридосмины. Данные исследования этих минералов опубликованы нами в работах [4-6]. Из других минералов ЭПГ описаны лаурит и его разновидности, иридийная платина [1, 9].

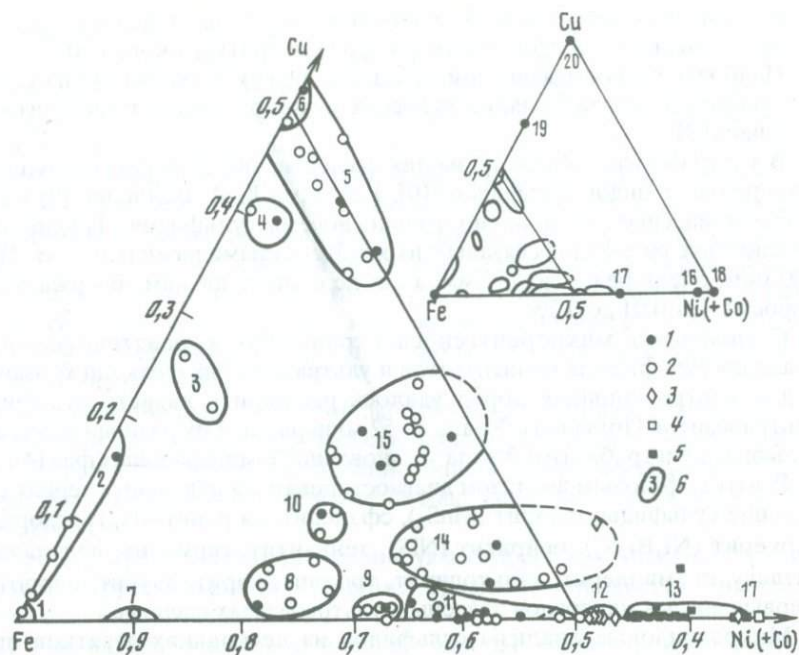
В процессе поисков минералов группы платины нами попутно изучались другие самородные металлы. В Полярноуральских массивах обнаружены железо, медь, серебристая медь, цинкистая медь (Cu_2Zn) – природная медь, хромистое серебро, хромистый алюминий, золото, платинистый висмут [4]. Все эти фазы содержат примесь ЭПГ в сумме от 0,1 до 0,4%, а платинистый висмут – до 2,55% Pt и до 0,11% Pd [4]. Однако эти концентрации не вносят заметного вклада в суммарное содержание ЭПГ в исследуемых породах. Таким образом, несоответствие геохимических данных о концентрации ЭПГ в хромовых рудах и породах и низкое содержание собственных минералов группы платины побудили нас на поиски минералов-концентраторов платиноидов.

Образцы из массива Камагуэй (Куба) представлены жильной ультраосновной пегматитовой породой, состоящей из серого плагиоклаза № 65-68 – лабрадора, Сг-диопсида, бронзита и хромпикотита с видимыми включениями сульфидов (выделения от 0,3 до 2 мм). Микрозондовым анализом установлено, что сульфиды представлены пирротинном (14 зерен), троилитом (2), халькопиритом (1), никелистым (5,1% Ni) халькопиритом (1).

Пирротины включали от 0,04 до 0,36% ЭПГ, преобладали иридий, осмий и платина, наблюдались следы легких платиноидов. Среднее содержание суммы платиноидов в пирротине $0,16 \pm 0,10\%$. В троилитах отмечены необычно высокие концентрации (в %): Ru – 0,46-0,48; Pt – 0,01-0,10; Ir – 0,01-0,09; Pd – 0,01-0,04; следы Os; сумма ЭПГ – 0,62 и 0,65. В халькопирите обнаружены высокие содержания Pt (0,08 и 0,09%) и следы Ru и Os. Среднее содержание ЭПГ в сульфидах всего образца из массива Камагуэй $0,20 \pm 0,18\%$.

Образцы из Кемпирсайского массива представлены оливиновым габбро (состоящим из авгита, бронзита, оливина, ильменита); верлитом из краевой части массива (с видимыми включениями сульфидов, содержание которых составляло 3-5 об.%); хромитовой рудой с высоким содержанием сульфидов (10%) (месторождение Геофизическое V). Проведено 67 микрозондовых анализов зерен сульфидов.

В верлите обнаружены купропентландит, железистый и медистый пентландит, троилит, пирротин, моносльфидный твердый раствор (Fe, Ni, Co); в габбро – кубанит, троилит, пирротин, моносльфидный твердый



Треугольная диаграмма составов сульфидов системы Fe-Cu-Ni (+Co)

1-6 - фигуративные точки составов сульфидов из хромовых руд массива Рай-Из: 1 - сплошная хромитовая руда, месторождение Западное, 2 - сплошная хромпикотитовая хромовая руда из гарцбургитов гарцбургитового комплекса, 3 - кобальтистый пентландит из средневыкрапленных хромовых руд, метаморфизованных в прогрессивно-метаморфическую стадию, 4 - фаза $(\text{Ni}_2\text{Fe})_3\text{S}_2$, 5 - никелистый пентландит из убогвыкрапленных хромовых руд, метаморфизованных в регрессивно-метаморфическую стадию, 6 - пояс составов минеральных видов и разновидностей: 1 - троилит, 2 - медистый троилит, 3 - фаза $(\text{Fe}_2\text{Cu})_3\text{S}_2$, 4 - фаза $(\text{Fe, Cu})_3\text{S}_2$, 5 - никелистый халькопирит, 6 - халькопирит, 7 - никелистый троилит, 8 - фаза $(\text{Fe, Ni, Cu})_6\text{S}_5$, 9 - фаза $(\text{Fe}_2\text{Ni})_3\text{S}_2$, 10 - фаза $(\text{Fe, Ni, Cu})_4\text{S}_3$, 11 - железистый пентландит, 12 - кобальтистый пентландит, 13 - никелистый пентландит, 14 - медистый пентландит, 15 - купропентландит, 16 - железистый хизлевудит и миллерит, 17 - фаза $(\text{Ni}_2\text{Fe})_3\text{S}_2$, 18 - хизлевудит и миллерит, 19 - фаза $(\text{Cu}_2\text{Fe})_3\text{S}_2$, 20 - фаза Cu_3S_2

раствор (Cu, Fe); в хромитовой сплошной неметаморфизованной руде - троилит, пирротины (с различным соотношением железа и серы), моносульфидный твердый раствор (Fe, Ni). Все сульфиды содержат следы ЭПГ. Наиболее высокое содержание ЭПГ имеют $(\text{Fe, Ni, Co})\text{S}$ твердый раствор - в среднем 0,35% $\Sigma(\text{Os, Pt, Ir})$ и гексагональные пирротины - в среднем 0,23% $\Sigma(\text{Os, Ir, Ru})$, троилиты заметно меньше - в среднем 0,10% $\Sigma(\text{Os, Pd})$, моноклинные пирротины - 0,16% $\Sigma(\text{Os, Pd})$. Среднее содержание платиноидов во всех изученных сульфиды Кемпирсая 0,15 ± 0,08%. В этих сульфиды преобладают осмий и другие тяжелые платиноиды, очень мало родия.

Все изученные сульфиды Кемпирсая и Камагуэя относятся нами к

одной высокотемпературной генерации, образовавшейся при распаде моносulfидного твердого раствора при температуре около 620°C.

Наиболее разнообразные минеральные виды и разновидности сульфидов установлены для Полярноуральских альпинотипных ультрабазитовых массивов [4].

В ультрабазитах Урала до наших исследований обнаружено около 40 минеральных видов сульфидов [10]. Работами Ю.А. Волченко [9] в Рай-Изском массиве установлено только восемь сульфидов. Трудности в диагностике сульфидов связаны с их крайне малыми размерами – от 10 до 200 мкм, очень редко до 1–2 мм, а также с очень низким содержанием в породах – от 0,01 до 0,2%.

С помощью микрорентгеноспектрального и рентгенофазового анализов сульфидных концентратов и ультратяжелых фракций хромовых руд и ультраосновных пород удалось расширить кадастр сульфидов ультрабазитов Полярного Урала до 52 минералов и их разновидностей. В сульфидах ультрабазитов Урала установлено 76 минеральных фаз [4].

Рентгенофазовым анализом диагностированы в отдельных зернах следующие сульфиды: гауэрит (MnS_2), сфалерит, вюртцит-4Н, герсдорфит, паркерит ($Ni_3Bi_2S_2$), бейрихит (NiS), теннантит, германит, пентландит, хизлеудит, миллерит, халькопирит, троилит, пирит, лаурит, пирротин. Первые восемь минералов найдены в ультрабазитах впервые.

Микрорентгеновые анализы сульфидов из нескольких десятков проб концентратов и ультратяжелых фракций позволили увеличить этот список еще на 36 минералов и их разновидностей. Сделано более 550 полных анализов на 15 компонентов: Fe, Co, Ni, Cu, Bi, S, Sb, As, Pt, Ir, Pd, Ru, Os, Rh, Ag. Анализы пересчитывались на кристаллохимические формулы и в виде фигуративных точек наносились на диаграмму (см. рисунок), на которой наглядно демонстрируется распределение состава медно-железо-никелевых сульфидов. Фигуративные точки составов образуют поля, относящиеся к одному минералу или его разновидности.

Установлены три генерации сульфидов и связанных с ними аксессуариев: I – сульфиды из неизменных руд и пород остаточно-пневматолитовой стадии; II – из лизардитизированных руд и пород регрессивно-метаморфической стадии; III – из метаморфизованных пород и руд прогрессивно-метаморфической стадии.

I генерация. В неизменных породах и хромовых рудах ультрабазитов Полярного Урала обнаружено 216 минеральных фаз – пирит, троилит, медистый троилит, никелистый троилит, пентландит, железистый пентландит, купропентландит, халькопирит, никелистый халькопирит, медистый пентландит, неназванные фазы – $(Fe_2Cu)_3S_2$, $(Fe, Cu)_3S_2$, $(Cu_2Fe)_3S_2$, $(Fe_2Ni)_3S_2$, $(Fe, Ni, Cu)_6S_5$, $(Fe, Ni, Cu)_4S_3$. Нетрудно заметить, что сульфиды I генерации имеют железо-медно-никелевую металлогеническую специализацию. Причем железо-медные малосульфидные фазы отличаются низким содержанием Ni, Co, Bi, Ir, Pt, а малосульфидные фазы железо-никелевого состава – высоким содержанием Ni, Co, Bi, Pd, Ir, Ru и низким As и Pt (см. таблицу). Изотопный состав серы (определения Л.П. Носика, ИГЕМ РАН) в троилите из неизменных пород и руд (+ 0,72‰ $\delta^{34}S$) оказался близким к троилитовому стандарту из

метеорита "Каньон Дьябло", что можно интерпретировать как ювенильный источник серы сульфидов I генерации.

Частотное распределение сульфидов I генерации определено путем массовых микронзондовых анализов сульфидных концентратов двух проб хромовых руд хромитового и хромшкотитового состава, в которых проанализировано соответственно 75 и 25 зерен сульфидов. Выявлено, что видовой состав сульфидов этих проб почти полностью совпадает, распределение также очень близко, а значит, состав хромовой руды не влияет на состав сульфидной ассоциации. Наиболее распространены пентландит и его разновидности – 44–47%, далее троилит и его разновидности – 20%, халькопирит и никелистый халькопирит – 10–12%, пирит – 2–4%. Остальные фазы встречаются довольно редко, составляя в общем не более 1–6%.

Из проведенной методической работы следует важный вывод, что для корректной характеристики минерального состава сульфидных фаз в петрографических разностях альпинотипных ультрабазитов необходимо проводить в каждой пробе не менее 25 микронзондовых анализов сульфидных выделений.

С сульфидами I генерации ассоциируют самородные минералы группы платины – рутениридосмин, осмирид, иридосмин, иридная платина, а также самородное железо.

II генерация. Минералогический анализ серпентинизированных средне-бедновкрапленных хромовых руд и метаморфизованных в зеленосланцевую фацию регрессивного метаморфизма пород (дунитов, гарцбургитов, лерцолитов) показал, что набор сульфидных минералов в этих образованиях резко отличен от неизменных пород. Сквозными минералами этих двух генераций сульфидов являются, пожалуй, только пирит и пентландит, но иного состава. Пирит II генерации представлен никелистой разновидностью (до 1,5%Ni), а пентландит – никелистой и кобальтистой разновидностями. Металлогеническая особенность этих образований состоит в том, что во II генерации присутствуют в основном сульфиды никеля и железа при подчиненной роли последнего с высокой изоморфной примесью кобальта и почти полным отсутствием или крайне редкой встречаемостью медьсодержащих сульфидов. Медь в этой ассоциации присутствует в самородной форме.

Минеральный состав II генерации следующий: сквозные минералы – хизлевудит, железистый хизлевудит, никелистый пентландит, кобальтистый пентландит, миллерит, железистый миллерит; реже встречаются годлевскит (Ni_9S_8), орселит (Ni_2As) и неназванные бедные серой фазы – Ni_2S и $(Ni_2Fe)_3S_2$ (см. таблицу). Железо-никелевые сульфиды II генерации распределены в следующих количественных соотношениях: хизлевудит – 27–62%, пентландит – 32–66, миллерит – 6–8, остальные минеральные фазы – 2–8%.

Возникновение этой ассоциации происходило в процессе массовой α -лизардитизации ультрабазитов при температуре 400–200°C на этапе регионального автометаморфизма ультрабазитов зеленосланцевой фации. В процессе серпентинизации силикатов – оливина, содержащего 0,2–1,0%NiO, орто- и клинопироксенов, содержащих 0,05–0,2%NiO,

Состав аксессуарных сульфидов (в %) из ультрабазитов Полярного Урала

№ п/п	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Bi	Ag	O s	Ir	Pt	Pd	Ru	Rh
1	47,45	0,01	0,04	0,07	52,37	—	0,06	0,04	0,01	0,08	0,02	—	0,04	0,02
2	63,79	0,08	0,010	—	36,06	0,04	0,05	0,03	0,03	0,01	0,01	0,06	0,47	0,04
3	57,32	0,21	6,31	—	36,10	0,02	—	—	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
4	50,37	1,82	20,36	0,06	26,83	0,06	0,26	—	—	—	0,04	0,03	0,03	0,04
5	41,23	0,97	31,54	—	26,11	—	—	0,03	—	—	—	0,08	0,08	0,03
6	30,98	5,42	28,84	0,21	34,52	0,01	—	0,02	—	—	—	0,02	0,02	0,01
7	30,77	0,10	34,65	0,01	34,38	—	0,02	—	0,01	—	—	0,01	0,01	0,02
8	55,91	6,37	0,50	0,50	36,75	—	—	—	0,01	0,05	—	0,05	0,01	0,01
9	49,05	15,47	3,06	0,48	30,73	—	0,06	0,01	—	0,04	—	0,03	0,02	0,01
10	45,50	22,67	1,23	1,51	29,02	—	0,03	0,03	0,02	0,04	0,01	0,04	0,05	0,02
11	43,48	14,69	8,56	0,34	32,27	0,02	0,04	—	0,02	0,03	—	—	0,04	0,02
12	32,84	32,36	0,02	1,21	33,29	0,07	0,11	—	0,01	—	—	0,04	0,02	—
13	39,33	25,35	0,41	1,38	33,46	0,03	0,08	0,03	0,08	0,03	0,03	0,08	0,02	0,01
14	37,54	21,64	6,36	0,84	33,58	0,04	0,06	0,02	—	0,08	0,04	0,05	0,03	—
15	34,76	13,97	16,82	0,35	33,94	0,03	0,09	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03	0,05	0,02
16	22,58	0,42	48,11	0,03	28,85	—	—	—	—	0,01	0,03	0,06	0,04	0,01
17	29,00	32,70	—	3,77	33,90	0,04	0,05	—	0,08	0,03	0,02	0,02	0,01	—
18	27,05	37,92	0,24	0,55	33,59	0,17	0,04	0,02	0,06	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
19	22,85	44,74	—	0,36	30,99	0,16	0,18	—	0,05	—	0,03	0,02	—	—
20	0,67	64,92	—	0,01	31,81	0,15	0,05	0,04	—	0,04	—	0,01	0,05	—
21	0,54	71,80	0,02	0,03	27,33	0,11	0,05	0,02	0,06	0,03	0,02	0,02	0,09	—
22	3,97	74,77	0,18	0,08	20,51	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—
23	9,65	60,82	—	0,55	28,51	0,10	0,07	0,02	0,07	0,02	0,14	—	0,03	—
24	18,87	41,95	0,77	2,81	35,33	0,21	0,01	0,08	0,05	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01
25	0,33	0,04	77,08	0,01	21,68	—	—	0,08	0,02	0,11	—	0,01	0,05	—
26	0,25	0,01	72,23	—	24,85	—	—	0,08	0,01	0,02	0,12	0,04	0,03	0,02
27	0,35	65,03	7,20	0,08	27,11	0,05	0,07	0,02	0,24	0,01	0,14	-0,07	0,01	—
28	0,16	58,95	2,13	0,15	33,64	0,04	0,13	0,01	0,15	0,08	—	—	0,08	—

Минералы: 1 – пирит; 2 – троилит; 3 – медистый троилит; 4 – фаза (Fe₂Cu)₃S₂; 5 – фаза (Fe, Cu)₃S₂; 6 – никелистый халькопирит; 7 – халькопирит; 8 – никелистый троилит; 9 – фаза (Fe, Ni, Cu)₄S₃; 10 – фаза (Fe₂Ni)₃S₂; 11 – фаза (Fe, Ni, Cu)₆S₅; 12 – пентландит; 13 – железистый пентландит; 14 – медистый пентландит; 15 – купропентландит; 16 – фаза (Cu₂Fe)₃S₂; 17 – кобальтистый пентландит; 18 – никелистый пентландит; 19 – фаза (Ni₄Fe₂)₆S₅; 20 – миллерит; 21 – хизлевудит; 22 – фаза Ni₂S; 23 – железистый хизлевудит; 24 – железистый миллерит; 25 – халькозин; 26 – фаза Cu₃S₂; 27 – медистый хизлевудит; 28 – медистый миллерит.

высвобождается значительное количество никеля и кобальта, которые, соединяясь с серой гидротермальных растворов, кристаллизовались в виде малосернистых сульфидов никеля и железа. Количество серы в этих сульфидах минимальное – 20–36%. Сульфиды II генерации ассоциируют с самородными минералами: медью, золотом, серебром, изредка встречаются лаурит и его разновидности. Дефицит серы в сульфидах и ассоциация с самородными металлами свидетельствуют о восстановительной обстановке среды минералообразования.

Сульфиды двух первых генераций имеют разную металлогеническую специализацию, поэтому фигуративные точки их составов на рисунке отчетливо обособились. Сульфиды I генерации занимают левую половину треугольника Cu–Fe–Ni, а сульфиды II генерации – правую. Это позволит в дальнейшем легко относить сульфиды к той или другой генерации на основании состава.

Акцессорные сульфиды III генерации. В антигоритовых серпентинитах и оливин-антигоритовых породах в зонах тектонических нарушений с помощью рентгенофазового и микрорентгеноспектрального анализов установлен набор новых для ультрабазитов Урала сульфидов, таких, как сфалерит, вюртцит-4Н, бейрихит, паркерит, гауэрит, герсдорфит, теннантит, германит, виоларит, молибденит, медистый миллерит, медистый хизлевудит, моноклинный пирротин, кобальтовый пирит, а также несколько новых неназванных фаз – Cu_3S_2 , $(Ni_2Cu)_3S_2$, $(Ni_5Cu)_6S_4$. Характерной особенностью этой ассоциации является накопление редких элементов (W, Bi, Ge, As, Mo и др.), которые уже не только выступают в качестве примесей, но и становятся видообразующими. Таким образом, металлогеническая специализация сульфидов III генерации – медно-никелевая и редкометальная. С ними ассоциируют цинкистая медь и висмут.

Появление в антигоритовых серпентинитах и оливин-антигоритовых породах сульфидов цинка и марганца (вюртцита и гауэрита) следует, на наш взгляд, связывать с процессом окисления и разложения хромшпинелидов на этапе прогрессивного метаморфизма.

Антигоритовые серпентиниты и оливин-антигоритовые породы образуются в зонах контактов массивов с породами рамы, в зонах меланжа, а также тектонической активизации – сбросах и надвигах. По этим тектоническим нарушениям гидротермальные растворы могли приносить вещество, не характерное для самих ультрабазитов, поэтому здесь можно ожидать любую сульфидную минерализацию.

Таким образом, установлены три генерации, или минеральных парагенезиса, сульфидов, которые разделены временными интервалами, связанными с тремя различными процессами образования альпинотипных ультрабазитов. I генерация медно-железо-никелевых сульфидов связана с процессом высокотемпературного метасоматического преобразования ультрабазитов в остаточно-пневматолитовый (пегматитовый) этап. Температурный интервал процесса можно оценить в 700–600°C (распад твердого моносульфидного раствора). II генерация железо-никелевых сульфидов и самородных металлов обязана процессам α -лизардитизации пород на этапе регрессивного метаморфизма при температуре 400–200°C.

III генерация медно-никелевых и редкометальных сульфидов, сульфоарсенидов, арсенидов и самородных металлов связана с процессом прогрессивного аллометаморфизма ультрабазитов в локальных зонах, на контактах массивов и в зонах разломов при температурах 150–550°C.

Установлено отсутствие зависимости между составом хромовых руд и пород и составом сульфидов в них, что доказывает вторичность сульфидной минерализации по отношению к первичным породам и рудам.

Во всех сульфидах и самородных минералах в изоморфной форме присутствуют платиноиды (см. таблицу), суммарное содержание которых изменяется от 0,05 до 0,66%, среднее – 0,11%, что является их типохимической особенностью. Наблюдается предпочтительное концентрирование отдельных элементов группы платины разными сульфидами и самородными минералами. Так, висмут концентрирует платину, троилит – рутений, халькопирит – легкие платиноиды, пирротин – тяжелые и т.д. Расчет баланса вещества с использованием геохимических данных Ю.А. Волченко [1, 9] и собственных микронзондовых анализов показывает, что в ультрабазитах и хромовых рудах Полярного Урала платиноиды находятся преимущественно в форме изоморфных примесей и их на 2–3 порядка меньше, чем в собственных минералах. Платиноиды в сульфидах принципиально извлекаемы, так как сами сульфиды можно концентрировать электромагнитным, гравитационным и флотационным способами.

Найдено 14 новых фаз малосернистых Fe-Cu-Ni сульфидов, из которых 10 относятся к одному семейству полуторных сульфидов: Cu_3S_2 , $(Cu_2Fe)_3S_2$, $(Cu, Fe)_3S_2$, $(Fe_2Cu)_3S_2$, $(Ni, Fe)_3S_2$, $(Fe_2Ni)_3S_2$, $(Ni_2Fe)_3S_2$, $(Ni_3Fe)_6S_4$, $(Ni_2Cu)_3S_2$, $(Ni_5Cu)_6S_4$, предположительно со структурой хизлевудита и борнита.

Дальнейшие исследования структуры и свойств этих фаз для описания их в качестве новых минералов сдерживаются крайне малыми размерами выделений. Очевидно, для этого потребуются искусственно синтезированные фазы.

Итак, установлены три генерации сульфидов, которые имеют закономерную металлогеническую специализацию и приурочены к трем этапам преобразования ультрабазитов. I генерация железо-медно-никелевых сульфидов связана с остаточно-пневматолитовым (пегматитовым) процессом; II генерация железо-никелевых сульфидов – с процессом автометаморфизма ультрабазитов и их α -лизардитизацией; III генерация медно-никелевых и редкометальных сульфидов и сульфосолей образовалась в прогрессивно-метаморфический этап преобразования ультрабазитов. Типоморфной особенностью всех аксессуарных сульфидов является наличие в них своеобразных геохимических меток платиноидов, содержание которых изменяется в каждом массиве в среднем от 0,11 до 0,20%. Это является главной формой нахождения платиноидов в хромитонесных альпинотипных ультрабазитовых массивах Урала.

В заключение автор выражает признательность Г.Г. Кравченко за любезно предоставленные для исследования образцы, а также С.Л. Карачуну и Т.И. Олейникову за помощь в аналитической части работы.

Л и т е р а т у р а

1. Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала // Петрология и рудообразование: Информ. материалы. Свердловск, 1986. С. 56–63.
2. Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П. Эволюция платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах // Геология руд. месторождений. 1986. № 5. С. 16–33.
3. Лазько Е.Е., Дистлер В.В., Белоусов Г.Е. Платина и платиноиды в основных и ультраосновных породах Войкаро-Сыньинского массива, Полярный Урал // Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. IV Урал. петрогр. конф. Свердловск, 1981. С. 51–52.
4. Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.; Наука, 1992. 197с.
5. Макеев А.Б., Котов А.А., Бегизов В.Д. и др. Состав и свойства платиноидов системы Pt–Ru–Os–Ir из аллювиальных отложений Урала // Минералогическая кристаллография и свойства минералов. Сыктывкар, 1984. С. 95–103.
6. Минералогия Урала: Элементы. Карбиды. Сульфиды. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 390 с.
7. Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В. Дистлер, Т.Л. Гроховская, Т.Л. Евстигнеева и др. М.: Наука, 1988. 232 с.
8. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Жданов В.В. Минеральные парагенезисы платиноидов ультрамафитов // Зап. ВМО. 1983. Вып. 112, № 1. С. 3–13.
9. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
10. Юшкин Н.П., Иванов О.К., Попов В.А. Введение в топоминералогии Урала. М.: Наука, 1986. 294 с.
11. Ford R.J. Platinum-group minerals in Tasmania // Econ. Geol. 1981. Vol. 76, N 2. P. 498–506.
12. Harris D.C., Cabri L.J. The nomenclature of the natural alloys of osmium, iridium and ruthenium based on new compositional date of alloys from worls-wide occurences // Canad. Miner. 1973. Vol. 12, N 2. P. 104–112.

УДК 549.731.15 : 553.491(234.853)

Г.Г. Дмитренко, Е.М. Горячева, Г.Н. Савельева

МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОИДОВ В ХРОМИТАХ МАССИВА НУРАЛИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Изучение платиноидной минерализации в ультраосновных породах является составной частью комплексных исследований структурно-вещественной эволюции мантийного вещества при формировании кор океанического типа. Тенденции изменения состава реститовых ультрабазитов при выплавлении базальтоидных магм интенсивно изучаются в свете как термодинамических условий плавления, так и геодинамических обстановок образования мафической литосферы.

В раннепалеозойских офиолитах Урала широко представлены как предельно деплетированные дунит-гарцбургитовые, так и слабо деплетированные лерцолитовые фрагменты мантийных масс.

Массив Нурала на Южном Урале сложен в основном шпинель-плагиоклазовыми лерцолитами с четко выраженным профилем деплети-

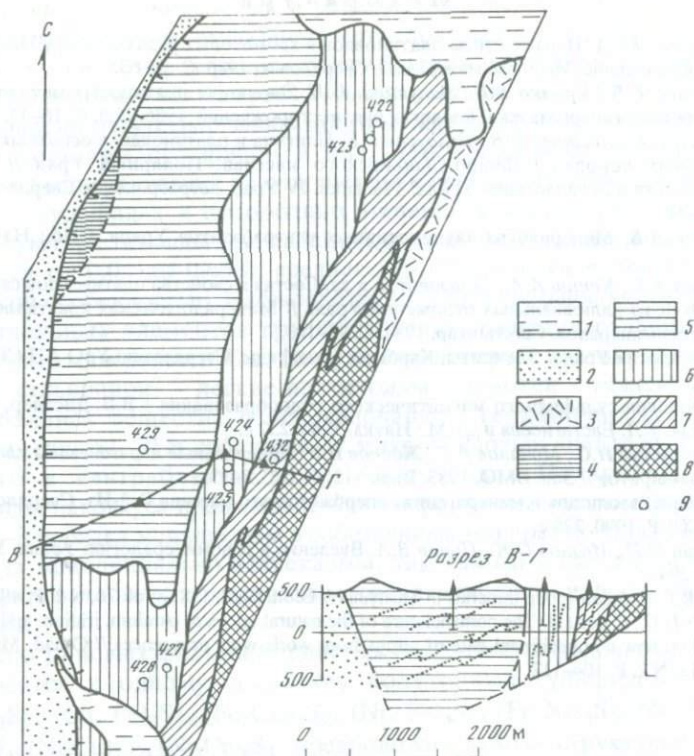


Рис. 1. Схема строения и опробования южной части массива Урала

1 – четвертичные отложения; 2 – кварциты, слюдястые сланцы позднепротерозойского возраста; 3 – вулканогенно-кремнистые толщи силурийско-девонского возраста, серпентинитовый меланж; 4–8 – структурно-петрографические зоны массива Урала: 4 – шпинелевые лерцолиты, 5 – шпинель-плагноклазовые лерцолиты, 6 – дунит-гарцбургиты, 7 – полосчатые дунит-верлит-пироксениты, 8 – роговообманковое габбро; 9 – пункты отбора проб в хромитовых рудопоявлениях

рования: от глубинной части разреза в направлении контакта с магматическими сериями полосчатых дунит-верлит-клинопироксенитов и роговообманковых габбро слабо истощенные шпинелевые лерцолиты сменяются шпинель-плагноклазовыми лерцолитами и далее – гарцбургитами с дунитовыми телами; количество дунитов нарастает к контакту с пироксенитами-верлитами [5].

В каждой структурно-петрографической зоне присутствуют мелкие хромитовые рудопоявления (рис. 1), являющиеся, как правило, основными концентраторами элементов платиновой группы, и это дает возможность проследить динамику платиноидного минералообразования в процессе верхнемантийной дифференциации вещества и разделения реститовых и кумулятивных ультрабазитов.

Хромитовое рудопоявление в шпинель-плагноклазовых лерцолитах представлено 2-метровым шпиром густовкрапленных средне-крупнозернистых руд, окруженных дунитовой рубашкой. Рудообразующий шпине-

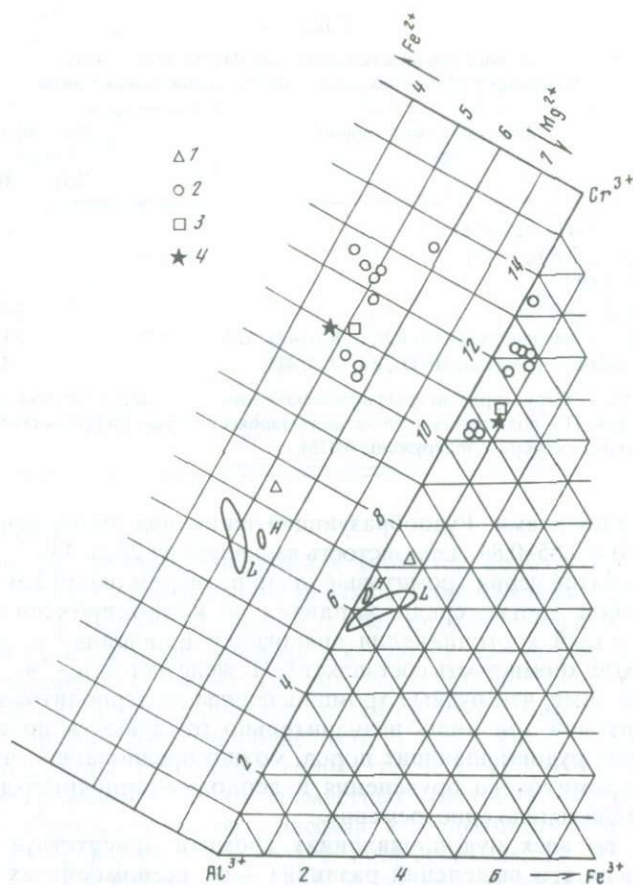


Рис. 2. Составы хромшпинелидов массива Нурали

1–3 – рудообразующие хромшпинелиды, включающие МПМ: 1 – из лерцолитовой зоны; 2 – из дунит-гарцбургитовой зоны, 3 – из линзы дунитов в полосчатой дунит-верлит-пироксенитовой зоне; 4 – акцессорный хромшпинелид из дунитов дунит-гарцбургитовой зоны; L – поле составов акцессорных хромшпинелидов из лерцолитовой, H – из дунит-гарцбургитовой зон

лид здесь наиболее глиноземистый – $Cr/(Cr + Al) = 0,54$, умеренно железистый – $f = 32$, близкий по составу акцессориям из лерцолитов (рис. 2).

В дунит-гарцбургитовой зоне сосредоточено наибольшее количество мелких хромитовых скоплений, ориентированных согласно контакту дунит-гарцбургитов с верлит-клинопироксенитами. Преобладают полосчато-шлировые, струйчатые сегрегации (20–30 × 5 см) редко- и густо-вкрапленного мелкозернистого хромита в дунитах в 100–200 м ниже границы с пироксенитами; редкие шлиры сплошных средне-, крупно-зернистых хромитов встречены в дунитах среди гарцбургитов на гра-

Таблица 1

**Распространенность различных МПМ в хромитах
Нуралинского массива (по количеству выявленных зерен)**

Минерал (номер пробы)	Вмещающие породы		
	Л(1)	ДГ(7)	П(1)
Лаурит (422, 423, 424, 425, 428)	–	20	–
Твердые растворы (Os, Ir, Ru) с Cu, Ni, Fe (429)	3	–	–
с Fe, Ni (422, 424, 432)	–	19	8
Гексагональные твердые растворы (Os, Ir, Ru) (422, 424, 425, 432)	–	11	3
Кубические твердые растворы (Ir, Os, Ru) (424, 428)	–	4	–

Примечание. Структурно-петрографические зоны: Л – лерцолитовая, ДГ – дунит-гарцбургитовая, П – полосчатая дунит-верлит-пироксенитовая; цифры в скобках – число рудопроявлений, в которых обнаружены МПМ.

нице с лерцолитами. Рудообразующий шпинелид высокохромистый – $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 0,65\text{--}0,84$, железистость варьирует от 25 до 43.

В полосчатой серии хромитовый шпир размером около 1 м приурочен к дунитовой линзе среди верлитов и клинопироксенитов. Густокрапленный хромшпинелид аналогичен шпинелиду из дунитов, в гарцбургитах хромистость составляет 0,71, железистость – 34.

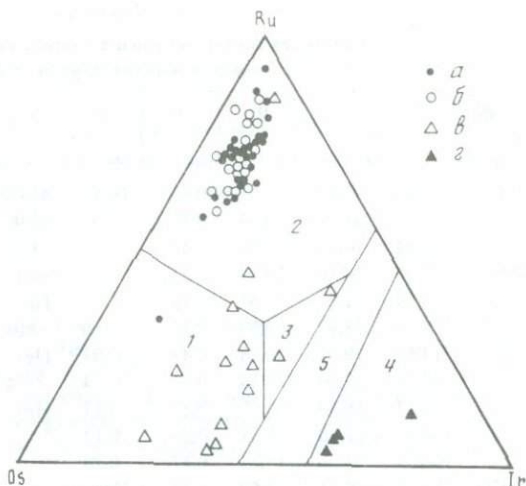
Судя по тому, что рудные хромшпинелиды из лерцолитовой и дунит-гарцбургитовой зон лишь незначительно отличаются по составу от аксессуарев рудовмещающих пород, можно предполагать, что формирование хромитового оруденения и лерцолит-гарцбургит-дунитового разреза происходило одновременно.

Почти во всех рудопроявлениях хромита присутствует аваруйт. Морфология его выделений различна – от ксеноморфных интерстициальных агрегатов до октаэдрических зерен (часто в сростании с серпентином, хлоритом и самородной медью), негативных относительно хромитовой матрицы. Другие аксессуары представлены интерстициальными выделениями самородного железа, кубическими кристаллами Fe_3Co_2 и негативными агрегатами орселита и хизлевудита в сростании с никельсодержащим (NiO до 6,49 мас.%) серпентином. В хромитах полосчатой серии в одном из негативных октаэдров серпентина обнаружен пентландит.

Минералы платиновых металлов образуют, как правило, изолированные друг от друга включения в хромите размером до 120 мкм. Они встречены в девяти из 13 рудопроявлений, включая коренные обнажения и участки распространения хромитоносного элювия. Наибольшее количество МПМ обнаружено в хромитах дунит-гарцбургитовой серии (табл. 1). Концентрация МПМ в отдельных рудопроявлениях различна (от единичных знаков до 30 зерен на штуф) и в целом невелика; она на порядок меньше, чем в хромитах из ряда перидотитовых массивов Коряжского нагорья [2, 3]. Менее разнообразен и видовой состав платиноидной минерализации.

Рис. 3. Составы МПМ в хромитах массива Нурали (в ат.%)

a – твердые растворы (Os, Ir, Ru) с Fe, Ni, Cu; *b* – лаурит; *в* – гексагональные, *г* – кубические твердые растворы (Os, Ir, Ru). Номенклатура по [6]: 1 – осмий, 2 – рутений, 3 – рутениридосмин, 4 – иридий, 5 – область разрыва смешимости между гексагональными (1–3) и кубическими (4) твердыми растворами (Os, Ir, Ru)



Наибольшим распространением в хромитах пользуются лаурит и открытая недавно новая группа твердых растворов редких платиноидов с Fe, Ni и Cu [4]. Примечательными особенностями последних являются негативная (относительно хромита) октаэдрическая форма выделений, микроагрегативное строение и пористая структура. Некоторые такие "кристаллы" при шлифовке оказываются пустотелыми и представляют собой своеобразные друзы выполнения октаэдрических пустот в хромите. Чаще всего поры заполнены серпентином и хлоритом вплоть до различных под микроскопом совместных сростаний. Состав твердых растворов меняется по разрезу массива: в лерцолитах распространены твердые растворы (Cu, Ru, Ni) с примесью Os, Fe, Ir, в дунит-гарцбургитовой и полосчатой сериях преобладают железо-рутениевые разности минералов с таким же соотношением Os, Ru, Ir (рис. 3, табл. 2).

Лаурит образует обычные для него хорошо оговоренные октаэдрические кристаллы изометричной или удлиненной формы. Вариации состава лаурита по главным минералообразующим элементам аналогичны таковым в твердых растворах с участием Fe, Ni, Cu (см. рис. 3). Близость составов этих двух групп минералов, сингенетичность с вмещающим хромитом и отсутствие между ними реакционных взаимоотношений свидетельствуют о наличии некоторого дефицита серы и неравномерном ее распределении в среде минералообразования. В изученных лауритах отсутствует мышьяк, столь характерный для лауритов из хромитов Главного рудного поля Кемпирсайского массива [1].

Гексагональные твердые растворы осмия, иридия и рутения встречаются в хромитах дунит-гарцбургитовой серии и полосчатого комплекса в виде мелких (до 30 мкм) совершенных кристаллов соответствующего облика – шестиугольных табличек с хорошо выраженными гранями пинакоида, призмы и дипирамиды. Преобладают в целом бедные рутением разновидности минералов, относящиеся, по новой номенклатуре [6], к осмию и

Таблица 2

Химический состав минералов платиновой группы (в мас. %) из хромитов массива Нурали (Южный Урал)

№ обр.	Ir	Os	Ru	Rh	Pt	Cu	Ni	Fe	S	Сум- ма
429	3,25	6,12	33,11	0,43	Нет	47,09	7,26	2,51	0,05	99,82
	7,27	31,81	10,59	0,13	"	42,99	3,41	3,53	Нет	99,73
	3,54	16,88	26,58	0,43	"	1,43	37,57	13,24	0,02	99,69
422/1	9,60	18,16	38,80	0,15	"	0,17	1,71	16,08	0,45	85,12
	8,54	21,56	39,51	0,19	"	Нет	1,08	16,86	0,84	88,58
	8,77	33,92	29,87	0,21	0,10	0,04	2,49	13,14	0,11	88,65
	13,58	19,35	30,98	0,43	0,07	Нет	0,19	0,25	32,80	97,65
	10,23	20,06	33,44	0,12	0,14	0,04	0,04	0,15	33,99	98,21
	8,72	18,49	35,07	0,23	0,17	Нет	0,15	0,26	33,42	96,51
	4,90	22,98	36,35	0,24	0,17	"	0,11	0,33	34,37	99,45
422/2	40,55	44,34	13,21	0,17	0,28	"	0,06	0,11	Нет	98,72
	13,37	18,81	43,50	1,25	Нет	"	1,02	9,23	0,15	87,33
	10,16	18,52	35,01	0,40	"	"	0,11	0,09	33,73	98,02
423	10,16	13,22	36,29	1,09	0,46	0,08	0,15	0,27	29,74	91,46
424/1	6,91	8,17	45,38	0,43	0,23	Нет	0,13	0,05	35,19	96,49
	6,25	24,25	40,99	Нет	0,10	0,04	2,58	10,83	0,20	85,24
	37,03	55,75	2,01	0,18	0,95	Нет	0,09	0,04	0,02	96,07
424/4	7,57	20,44	31,97	0,50	Нет	"	0,09	Нет	31,45	92,02
	52,86	30,02	1,31	0,21	2,27	"	0,08	0,17	0,96	87,88
	5,31	16,99	33,08	0,21	0,12	0,10	29,93	11,86	Нет	97,60
425	10,00	18,68	34,47	0,37	0,59	Нет	0,14	0,21	32,92	97,28
	33,92	50,15	13,85	0,27	0,87	"	0,10	0,15	0,09	99,40
	14,12	7,01	65,78	4,16	6,93	"	0,16	0,07	0,10	98,33
428	58,44	31,37	2,67	0,23	4,63	"	0,03	Нет	0,03	97,43
	7,41	13,01	43,05	0,10	Нет	"	0,54	0,23	35,61	99,95
432	13,67	17,40	48,93	3,36	0,29	0,08	0,42	9,86	0,26	93,26
	37,72	60,22	1,49	0,23	0,27	Нет	0,02	Нет	Нет	99,95

Примечание. Pd не обнаружен.

рутениридосмину (см. рис. 3). Вместе с тем состав каждого кристалла индивидуален, включая отдельные зерна из одного и того же образца, что характерно для хромитоносных массивов дунит-гарцбургитового типа. Единичные кристаллы кубических твердых растворов на основе иридия встречены лишь в трех рудопроявлениях дунит-гарцбургитовой серии, причем один из них — в сростании с лауритом.

Образование рудных сегрегаций хромита и содержащихся в них МПМ происходило, по-видимому, путем мобилизации рудных компонентов из силикатной матрицы лерцолитового субстрата в процессе его частичного плавления, приведшего к отделению базальтоидных компонентов, кристаллизации пород полосчатой серии и формированию реститовой дунит-гарцбургитовой зоны. Степень мобилизации платиновых металлов в этом процессе определялась интенсивностью преобразования исходного субстрата, о чем свидетельствует преимущественное развитие МПМ в пределах реститовой зоны. На ранних стадиях этого процесса, судя по

рудопроявлению в лерцолитах, элементы платиновой группы были сорбированы железом, никелем и медью, образуя твердые растворы с Ru, Os, Ir. Ограниченный спектр фазового состава МПМ и крайне малые в целом их содержания в хромитах респитовой зоны и полосчатой серии (в сравнении с массивами дунит-гарцбургитового типа) обусловлены, по-видимому, специфическим составом флюидной фазы, определявшим низкую растворимость платиновых металлов, или неблагоприятными для осаждения МПМ физико-химическими условиями.

Л и т е р а т у р а

1. Волченко Ю.А., Вигоров Б.Л. Первая находка акцессорных минералов платиновых металлов в хромитах Кемпирская // Ежегодник, 1986 / Ин-т геологии и геохимии им. А.И. Заварицкого. Свердловск, 1987. С. 70–71.
2. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Ч. 2. Минералы платиновых элементов. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 60 с.
3. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Акинин В.В. Акцессорные минералы платиновых элементов в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 66–76.
4. Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г., Жерновский И.В., Рудашевский Н.С. Новый иридий-осмий-рутениевый тип (твердые растворы редких платиноидов с железом) платиноидной минерализации в хромшпинелидах альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья // Зап. ВМО. 1985. Ч. 114, № 5. С. 544–554.
5. Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология ультраосновного массива Урала на Южном Урале // Геотектоника. 1983. № 2. С. 42–57.
6. Harris D.C., Cabri L.J. The nomenclature of the natural alloys of osmium, iridium and ruthenium based on new compositional data from world-wide occurrences // Canad. Miner. 1973. Vol. 12. P. 104–112.

УДК 549.27(517.3)

Л.В. Агафонов

ФОРМЫ И УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ПЛАТИНОИДОВ В ХРОМИТАХ МОНГОЛИИ

Проблема платиноносности ультраосновных и основных пород различной формационной принадлежности (различных ультрабазит-базитовых ассоциаций) непосредственно связана с вопросами генезиса образований, концентрирующих платиноиды. Это может быть как рассеянная вкрапленность до сплошных руд самородных элементов и их сплавов, сульфидов, сульфоарсенидов, арсенидов, теллуридов и других соединений платиноидов в основных и ультраосновных породах дифференцированных интрузий, так и скопления различных минералов ЭПГ, в том числе самородных ЭПГ и их сплавов в хромитах и очень редко во вме-

щающих их дунитах [2]. Если платиноидам в расслоенных базит-ультрабазитовых интрузиях, являющихся основным источником металлов ЭПГ в промышленности, посвящено огромное число работ, то платиноиды в хромитах изучены значительно менее детально. Последнее обстоятельство связано с технологической трудностью извлечения платиноидов из хромитов и отсутствием крупных месторождений ЭПГ в хромитах, что не стимулирует исследования их платиноносности.

Изучая на протяжении многих лет офиолиты Монголии, главным образом интрузивные разности пород, автор также уделял внимание геохимии и минералогии ЭПГ в хромитах. Последние локализованы только среди дунитов, часто перемежающихся с гарцбургитами, реже с верлитами и лерцолитами. В массивах, сложенных лерцолитами, или с преобладанием лерцолитов хромиты, как правило, отсутствуют либо фиксируются как единичные минералогические находки. Несмотря на пример гипербазитов Урала [2], где дуниты являются концентраторами минералов ЭПГ, до настоящего времени не известны объекты, в которых при отсутствии хромитовых проявлений дуниты содержали бы платиноиды в заметных количествах. Детальные работы по широкомасштабному опробованию дунитовых массивов в будущем, вероятно, более обоснованно ответят на этот вопрос. На данном же этапе, согласно ряду исследований [3, 7] и нашим данным, основная масса минералов ЭПГ концентрируется в хромитах. При этом в одних случаях количество минералов ЭПГ в дунитах на порядок ниже, чем в хромитах [7], в других – эта разница значительно выше [3]. Проведенное нами изучение количественного соотношения минералов ЭПГ в дунитах и хромитах Думбэрэльского массива свидетельствует о том, что хромитит на единицу объема содержит зерен платиноидов более чем на 2 порядка выше, чем рудовмещающий дунит, и еще выше, чем дунит основного объема массива, не содержащий хромитита. Так же уменьшаются количество и разнообразие других рудных минералов.

Не останавливаясь на деталях, освещающих формирование хромитов, которое, в свою очередь, взаимосвязано с происхождением вмещающих пород, отметим факты, служащие исходной посылкой при определении генезиса хромитов: 1 – проявления хромитов локализованы только в дунитах; 2 – тела хромитов представлены маломощными, небольшой протяженности линзовидными висячими телами (т.е. не имеющими корневых окончаний); 3 – в гипербазитовых массивах все хромитовые тела пространственно подчинены единой структурной системе; 4 – пространственно-временные соотношения хромитов и вмещающих их дунитов однозначно свидетельствуют о более позднем по сравнению с вмещающей породой формировании хромитов; 5 – хромиты сложены сплошными и вкрапленными разновидностями с полосчатыми, нодулярными, брекчиевидно-такситовыми текстурами, причем ориентировка кумулятивных текстур может не совпадать как с генеральной ориентировкой структуры массива, так и с ориентировкой тела хромитита; 7 – парагенетическая ассоциация с хромитами хромовых амфиболов, хромовых гранатов, хромовых хлоритов, сульфидов, арсенидов и сульфоарсенидов, никеля, кобальта, железа и структурно-

морфологические признаки хромшпинелидов, а также наличие в некоторых случаях ксенолитов дунита в хромититах свидетельствуют о формировании хромититов из насыщенного флюидами расплава.

Поэтому более вероятно, что хромититы представляют собой магматические образования, кристаллизовавшиеся в постмагматическую стадию из остаточных флюидизированных рудно-силикатных расплавов. Именно в хромититах как экстрагентах концентрировались платиноиды, которые в зависимости от объема и разнообразия летучих компонентов формировали различные фазы ЭПГ.

Обратимся к данным по минералогии платиноидов в хромититах Монголии и посмотрим, как они соотносятся с магматическим генезисом последних.

Методика изучения платиноидов включала измельчение хромититов до крупности 0,1 мм, выделение тяжелой фракции, исследование ее на сканирующем микроскопе и анализ на микроанализаторе. В большинстве случаев размер минералов ЭПГ меньше 0,1 мм. Более крупные зерна встречаются редко. Распределены минералы платиноидов в хромититах неравномерно, поэтому отсутствие их в конкретной пробе еще не говорит об отсутствии их в хромититах данного массива. Платиноиды первоначально диагностировались на сканирующем микроскопе в отраженных электронах, что позволяло предварительно провести качественный анализ минералов.

Было исследовано более 100 проб хромититов и вмещающих их дунитов из 31 гипербазитового массива Монголии. Результаты минералогического изучения массивов показали следующие особенности распределения ЭПГ: *Харатулинский* – ферроникель–платина, сперрилит, серебро, хизлевудит, арсенопирит; *Джаргалантуйский* – осмирид, иридоосмин, лаурит–эрликманит, серебро, хизлевудит, маухерит, герсдорфит; *Улахидский* – рутениридоосмин, осмирид, иридоосмин, серебро, аварунит; *Баяннурский* – платинистый рутениридоосмин, платинистый осмирид, платинистый иридоосмин, иридоосмин, медь; *Уланхудукский* – платинистый осмирид, платинистый иридоосмин, иридоосмин, платина, лаурит; *Гурвансайханский* – рутениридоосмин, платинистый рутениридоосмин, иридоосмин; *Хутульский* – ирарсит–холлингвортит; *Хэцкий* – рутенистый осмий, серебро; *Душульский* – эрликманит, серебро; *Бартгильский* – эрликманит, медь; *Бурхадский* – медь; *Солонкерский* – осмий; *Годройский* – платинистый рутениридоосмин, рутениридоосмин, рутенистый осмий, лаурит–эрликманит, осарсит, иридоосмин, серебро, медь; *Шишихидский* – платина, иридарсенит, осмистый иридарсенит, рутениридоосмин, фаза состава Os, Ir, Ru, (Sb), золото, серебро, герсдорфит, хизлевудит, пирротин; *При-дорожный* – иридарсенит, осмистый иридарсенит, серебро, медь; *хребет Дариби* – лаурит–эрликманит, рутенистый осмий, иридоосмин, фаза состава Ir, Rh, Ni, Cu, (S); *Думбэрэльский* – лаурит–эрликманит, ферроникель–платина, изоферроплатина, осмиридная платина, рутениридоосмин, осарсит, осмирид, рутенарсенит, серебро, медь, маухерит, хизлевудит, ваэсит,

эрликманит, герсдорфит; *Наранский*¹ – рутениридосмин, лаурит, ирарсит, фаза $(\text{Ni, Ir})_3\text{As}$, фаза RhNiAs , самородное Fe, фаза $(\text{Os, Ru, Ir})_3\text{S}_2$, Pt-Sn сплав, рутений, хизлевудит, аргентит, орселит; *Халгынский* – осмий, иридосмин, эрликманит, рутенарсенит; *Ичитунгольский* – лаурит–эрликманит, рутениридосмин, фаза состава Ru, Os, Ir, Ni(As, S); *Шаранурский* – золото, киноварь, кобальтин–герсдорфит, маухерит, пентландит; *Онцаульский* – эрликманит, осарсит, золото, серебро, медь, кобальтин–герсдорфит, пентландит, маухерит, пирротин, ильменит; *Хавцальингольский* – медь, хизлевудит; *Хухморьтский* – фаза состава Os, Si. Минералы установлены в хромититах 21 массива. Большинство минералов проанализировано на рентгеновском микроанализаторе.

Из данных по распространенности минералов ЭПГ в хромититах Монголии следует, что в последних присутствуют преимущественно две группы платиноидов: 1 – самородные элементы и их сплавы, а также сплавы с другими элементами; 2 – сульфиды главным образом ряда лаурит–эрликманит, арсениды и сульфоарсениды.

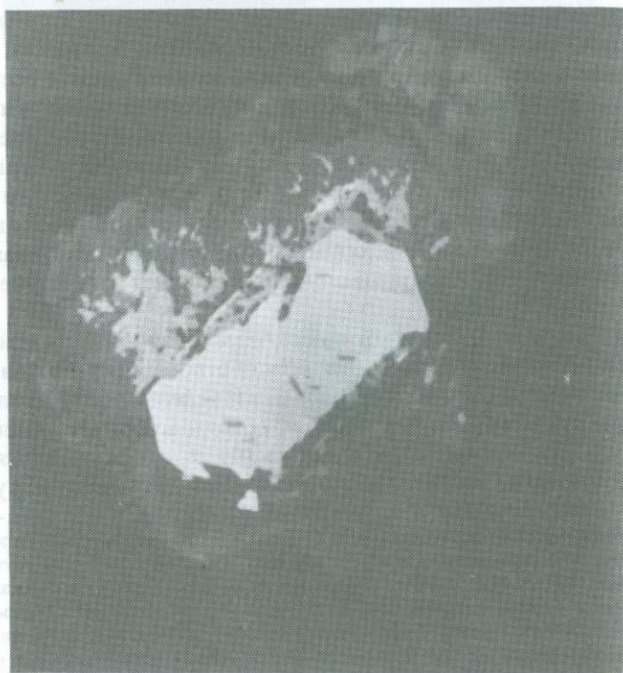
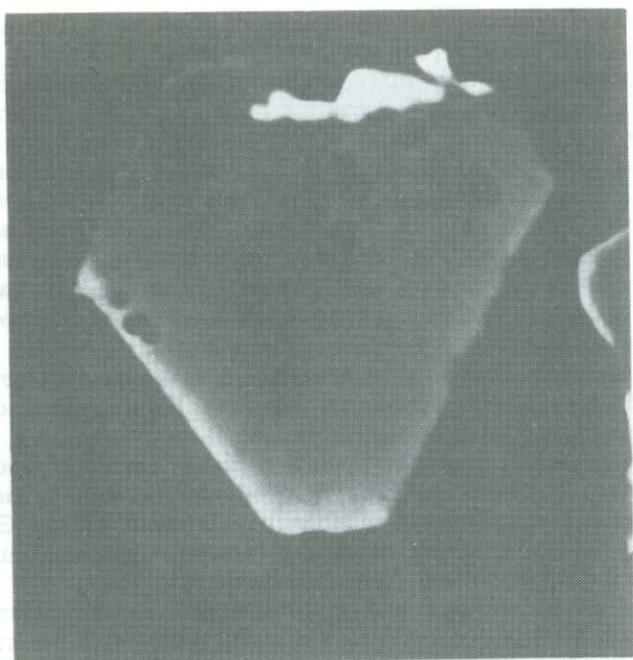
Оценивая частоту встречаемости различных разновидностей минералов ЭПГ по данным изучения на микроанализаторе зерен и на сканирующем микроскопе, можно заключить, что в хромититах альпинотипных гипербазитов Монголии наиболее широко распространены сплавы как платиноидов, так и платиноидов с другими металлами. Однако в каждом конкретном массиве имеется свой набор минералов ЭПГ с преобладанием той или иной группы. Для примера приведем данные по двум массивам. В Думбэрэльском массиве из 110 проанализированных зерен сплавы составили 45%; сульфиды, арсениды и сульфоарсениды – 55%. В Харатулинском массиве из 28 зерен 82% составили сплавы и 18% арсенид платины. Только сплавы установлены в пяти массивах, а только сульфиды, арсениды и сульфоарсениды обнаружены в шести массивах. Во всех остальных массивах встречаются минералы обеих групп.

Сопоставляя данные по распределению различных минералов ЭПГ в хромититах гипербазитовых массивов с возрастом складчатых комплексов Монголии [1,6], можно видеть, что хромититы гипербазитовых массивов, локализованных среди герцинских складчатых сооружений, в преобладающих объемах (или полностью) содержат сплавы ЭПГ. В хромититах из гипербазитовых массивов более древних ранне- и позднекаледонских складчатых комплексов фиксируются как сплавы, так

Рис. 1. Кристалл эрликманита OsS_2 (серое) в сростании с осарситом OsAsS (белое); круглые черные выделения – включения состава OsFeNiS . Обр. С-6-88, хребет Гурван-Сайхан, увел. 1600, в отраженных электронах

Рис. 2. Гексагональной формы кристалл рутениридосмина (белое), корродированный рутениридосмином, содержащим олово (светлое – серая эмульсия). Темно-серое вокруг кристалла рутениридосмина – осарсит OsAsS . Черное – лаурит RuS_2 . В кристалле рутениридосмина видны структуры распада (закономерно ориентированные включения), представленные минералами ряда лаурит–эрликманит $\text{RuS}_2\text{–OsS}_2$. Обр. Л-116а, Годройский массив, увел. 900, в отраженных электронах

¹ Данные Г.Г. Дмитриенко и др. [5] и автора.



и арсениды, сульфиды и сульфоарсениды. При этом сплавы в составе минералов ЭПГ могут играть подчиненную роль.

Изучение минералов ЭПГ показало, что в отличие от породообразующих акцессорные и рудные минералы гипербазитов имеют непостоянный состав. В одном образце могут одновременно находиться минералы, являющиеся крайними членами одного изоморфного ряда или далеко отстоящими друг от друга в этом ряду. Переменный состав платиновых минералов в пределах одного образца характерен не только для сульфидов, но и для сплавов. Особенно четко это проявлено в сплавах систем Os-Ir-Ru и Pt-Ni-Fe-Cu, по данным [4] и автора. Так, в хромититах Харатулинского массива ферроникельплатина в одном образце изменяется по составу от $(Pt_{2,0}Ni_{3,0})_5Fe_2$ до $(Pt_{1,0}Ni_{5,0})_6Fe_2$. При этом количество железа остается постоянным, а взаимное замещение происходит только между платиной и никелем. Широкий диапазон состава рутениридосмина – от почти чистых металлов конечных членов до любых соединений промежуточного состава. Таким образом, можно подчеркнуть такую характерную особенность минералов ЭПГ из хромититов, как их чрезвычайно переменчивый состав. Это обстоятельство может свидетельствовать о быстрой кристаллизации платиноидов из флюидизированного межгранулярного расплава.

Вторая деталь, отражающая условия кристаллизации платиноидов в хромититах, связана с присутствием круглых включений одних минералов ЭПГ в других или наличием в минералах округлых очертаний. На рис. 1 показано гексагональное сечение кристалла эрликманита, содержащего круглые включения фазы, по составу близкой к эрликманиту, но содержащей значительное количество железа и никеля. Подобное соотношение минерала-узника и минерала-хозяина прежде всего указывает на захват минерала-узника при кристаллизации вмещающего минерала. Во-вторых, округлая форма включений свидетельствует о существовании их в жидком состоянии ниже температуры кристаллизации эрликманита. При этом, возможно, либо имело место несмешивание расплавов, либо расплав-включение первоначального состава (Fe, NiS) растворял стенки минерала-хозяина, обогащаясь осмием. По крайней мере это в какой-то степени объясняет отсутствие скелетных форм внутри эрликманита.

Третий факт, отражающий высокотемпературную магматическую природу минералов ЭПГ, состоит в существовании в них закономерно ориентированных включений (рис. 2). Последние свидетельствуют о распаде твердых растворов после формирования минерала-хозяина. В данном случае (см. рис. 2) рутениридосмин кристаллизовался в матрице сложного состава, состоящей из осарсита, лаурита и рутениридо-



Рис. 3. Срастание рутениридосмина (Ru, Os, Ir, Ni, Fe) (1) с лауритом RuS (2) и эмульсионные выделения рутениридосмина (3) внутри лаурита. Черные мелкие пятна внутри лаурита – хромшпинелид. Обр. А-43-2, Думбэрэльский массив, увел. 860, в отраженных электронах

Рис. 4. Срастание ферроникельплатины (Pt, Fe, Ni) с осмием, содержащим примесь рутения и иридия (1); лаурит RuS₂ (2) с эмульсионной вкрапленностью осмия и ферроникельплатины. Черное – хизлевудит Ni₃S₂. Обр. А-43-2, Думбэрэльский массив, увел. 1300, в отраженных электронах

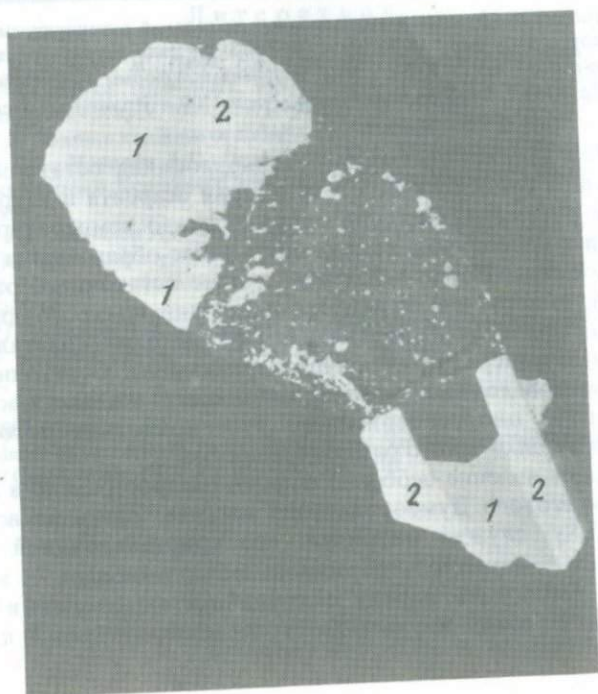
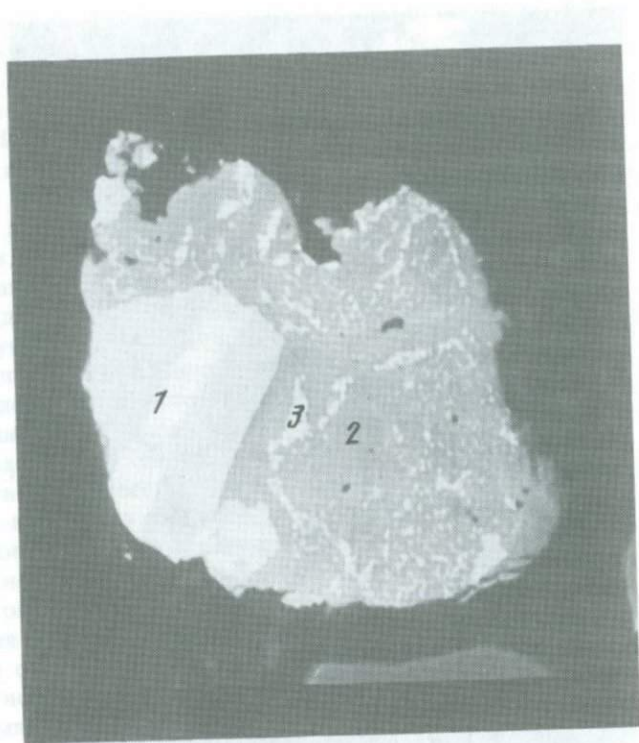




Рис. 5. Соотношение крупных и эмульсионных выделений рутениридосмина (Os, Ir, Ru) (белое) с оловосодержащим минералом $(\text{OsRuIrSn})\text{S}_2$ ряда лаурит-эрликманит (светло-серое); темно-серое – лаурит RuS_2 ; черные неправильной формы выделения – ромбический пироксен. Обр. А-43-2, Думбэрэльский массив, увел. 1100, в отраженных электронах

смина. После закристаллизации рутениридосмина остаточный расплав был обогащен относительно стехиометрии осарсита и лаурита осмием, иридием и рутением. Наличие олова снижало температуру его кристаллизации и приводило к растворению ранее образованного кристалла рутениридосмина. Избыток серы в составе остаточного расплава при понижении температуры приводил к выделению по строго определенным кристаллографическим направлениям со слабыми кристаллохимическими связями минерала ряда лаурит-эрликманит. Остаточный расплав раскристаллизовался как три несмешивающиеся жидкости осарситового, лауритового и оловосодержащего рутениридосминового состава с признаками эмульсионного распределения фаз.

Отмеченное явление особенно широко распространено в хромититах из гипербазитового Думбэрэльского массива. Здесь во всех случаях лаурит (RuS_2) служит матрицей, его кристаллизацией за редким исключением завершалось формирование платиноидов. В этой матрице можно наблюдать наряду с крупными выделениями рутениридосмина тонкую взвесь-эмульсию этого же минерала (рис. 3) и включения

хромшпинелида. Ферроникельплатина, осмий и лаурит, наблюдаемые в форме сростания пластинчатых кристаллов (рис. 4), кроме того, образуют между собой более сложные взаимоотношения с эмульсионной вкрапленностью лаурита в ферроникельплатине и ферроникельплатины в осмии. Можно видеть также эмульсию двух последних фаз в лаурите.

Флюидизированные расплавы, из которых кристаллизовались минералы ЭПГ, содержали и их силикатную составляющую, о чем можно судить по включениям оливина и ортопироксена в платиноидах (рис. 5). При этом, как и минералы ЭПГ, силикаты также образуют эмульсионную вкрапленность. Эмульсия рутениридосмина, оловосодержащего рутениридосмина и ортопироксена вкраплена главным образом в лауритовую основную массу, в меньших объемах отмечается тончайшая вкрапленность рутениридосмина и ортопироксена в оловосодержащем рутениридосмине. Вместе с тем следует отметить отсутствие, за редким исключением, эмульсионной вкрапленности каких-либо минералов ЭПГ в рутениридосминах "чистого состава", т.е. не содержащих в заметных количествах примесей других элементов, кроме платиноидов. И это несмотря на то, что сростания рутениридосмина с другими минералами ЭПГ – довольно частое явление и вероятность захвата эмульсионной вкрапленности, казалось бы, существовала. Причина подобного явления требует объяснения. Возможно, это ранняя кристаллизация рутениридосмина при дефиците серы и мышьяка.

Таким образом, взаимоотношения различных минералов ЭПГ и их структурно-текстурные особенности вполне согласуются с магматическим формированием хромититов.

Л и т е р а т у р а

1. Агафонов Л.В., Баярхуу Ж., Пинус Г.В., Ступаков С.И. Металлогения Монгольской Народной Республики (полезные ископаемые, связанные с альпинотипными гипербазитами). Новосибирск, 1985. 37 с. (Препр./ИГиГ; № 16).
2. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Пг.: Рос. АН, 1923. 243 с.
3. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А. Петрология и платиноносность лерцолитовых массивов Корякского нагорья. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1990. 93 с.
4. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Ч. 2. Минералы платиновых элементов. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 60 с.
5. Дмитренко Г.Г., Леснов Ф.П., Махоркина Т.Н. и др. Минералы платиноидов в хромититах Наранского массива (Западная Монголия) // ДАН СССР. 1991. Т. 317, № 5. С. 1220–1222.
6. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
7. Auge T. Platinum-group minerals in the Tiebaghi and Vourinos ophiolitic complexes: genetic implications // *Canad. Miner.* 1988. Vol. 26, N 1. P. 177–192.

В.Г. Лазаренков, К.Н. Малич, Е.А. Балмасова

ЭВОЛЮЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ЗОНАЛЬНЫХ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ МАССИВАХ

Настоящее исследование посвящено геохимии благородных металлов в ультраосновных породах на примере Гулинского массива Маймеча-Котуйской щелочной провинции, массивов Кондер, Инагли и Феклистовского. Кроме того, нами анализируются литературные данные по зональным дунит-клинопироксенитовым массивам Платиноносного пояса Урала, а также Аляски и Канады. Эти массивы относят к щелочно-ультраосновной и дунит-клинопироксенит-габбровой формациям. Они представляют собой диапировые платформенные и субплатформенные образования, возникшие преимущественно в условиях рифтогенных или спрединговых геодинамических обстановок. Последовательность формирования ультрамафитов в рассматриваемых массивах носит устойчивый характер (от ранних к поздним): дуниты и хромититы (подиформного типа) — клинопироксениты и верлиты (оливиниты, аподуниты), меймечиты (в Гулинском массиве). Дуниты серпентинизированы.

Кондерский массив. В плане массив имеет изометрическую форму и характерное концентрически-зональное внутреннее строение. Около 60–65% площади массива (40 км²) слагает дунитовое ядро, окруженное по периферии кольцом разнообразных клинопироксенитов, в том числе магнетитовых, а также габброидов. В юго-западной части массива в дунитах наблюдается штокверковая зона, сложенная апатит-магнетитовыми клинопироксенитами. Почти все ультрамафиты Кондерского массива характеризуются хорошо выраженной платиновой специализацией. Связанные с ним россыпи содержат главным образом платину, а из второстепенных минералов заметная роль принадлежит иридосмину. В дунитах Кондерского массива отмечаются относительно высокие концентрации платины и палладия (табл. 1, 2) по сравнению не только с дунитами Платиноносного пояса Урала, но и с дунитами Туламинского массива, массивами Юго-Восточной Аляски. По содержанию элементов платиновой группы дуниты Кондерского массива уступают только дунитам массива Гудньюс Бей (Аляска).

Содержание ЭПГ в оливинитах Кондерского массива ниже, чем в дунитах, но характер распределения ($Pt > Pd > Ir, Os$) в них сохраняется. По-видимому, контактное воздействие клинопироксенитов приводит к частичному выносу и мобилизации ЭПГ из оливинитов. Наши определения всего спектра платиноидных элементов в хромититах массива Кондер обнаружили значимые концентрации этих элементов (см. табл. 2), ведущие ЭПГ в этих породах — платина, иридий и осмий. По всей видимости, хромититовые образования Кондерского массива, подобно

Таблица 1

Содержание элементов платиновой группы (в мг/т) в дунитах зональных и других массивов

№ п/п	Массив*	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	ΣЭПГ + + Au	Pt/Pd
1	Гулинский (6)	< 10,0	< 20,0	3,0	27,0	14,0	38,0	—	82,0	—
2	" (50)	< 10,0	~ 20,0	< 2,0	6,0	5,0	25,0	—	51,0	—
3	" (3)	10,0	3,0	—	—	—	—	—	13,0	3,3
4	Кондерский (20)	78,0	28,0	3,0	4,0	10,0	5,0	6,0	131,0	2,8
5	"	780,0	—	—	—	—	—	—	—	—
6	Феклистовский (14)	84,3	48,1	6,3	2,8	3,8	3,8	4,2	149,1	1,8
7	Инаглинский (2)	20,0	40,0	8,0	3,0	5,0	5,0	6,0	79,0	0,5
8	Платиноносный пояс Урала	10–200 и более	—	—	—	—	—	—	—	5–10 и более
9	То же	40,6	0,07	—	—	—	—	—	—	—
10	"	16,2	6,4	—	—	—	—	—	—	—
11	"	8,5	0,0	—	—	—	—	—	—	—
12	Туламинский	48,0	Не обн.	1,2	—	0,5	Не обн.	0,29	50,0	—
13	Гудныйс Бей	160,0	40,0	—	—	—	—	—	200,0	4,0
14	Бушвельдский	30,4	—	2,9	7,0	0,7	—	—	41,0	—
15	Стиллуотерский	4,2	5,6	1,3	—	—	—	—	11,1	0,8

* В скобках— число анализов.

Примечание. 1, 2, 4, 6, 7 — наши данные: 1 — слабо серпентинизированные, 2 — сильно серпентинизированные, 6, 7 — серпентинизированные; 3 — по [4]; 5 — по [3]; 8 — по [1]; 9–11 — по [2]; 9 — мелкозернистые, 10 — среднезернистые, 11 — крупнозернистые; 12 — по [10]; 13 — по [8]; 14 — по [9] — дуниты из Нижней зоны и низов Критической зоны; 15 — по [11] — дуниты и перидотиты из перидотитовой зоны. Здесь и в табл. 2 анализы выполнены в АО "Механобр-аналит" пробирно-химико-спектральным и кинетическим методами.

Таблица 2

Содержание элементов платиновой группы (в мг/т) в хромититах и клинопироксенитах зональных массивов

№ п/п	Массив*	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	ΣЭПГ + + Au	Pt/Pd
Хромититы										
1	Гулинский (4)	< 10	< 20	12	81	78	142	—	313,0	—
2	Кондерский (12)	417,0	12,0	12,0	5,0	52,0	25,0	1,0	524,0	34,8
3	Туламинский (14)	3410	—	40,0	—	100,0	40,0	8,2	3598,2	—
Клинопироксениты										
4	Гулинский (6)	12,5	76,0	< 1,5	2,5	3,5	2,5	3	100,0	0,07
5	Кондерский (20)	55	49	6	1	5	4	8	115,0	1,1
6	Феклистовский (2)	20	30	2	2	7	5	10	50,0	0,7
Меймечиты										
7	Гулинский (10)	0,014	0,098	0,002	0,001–0,005	0,002	0,013	—	0,114	0,14

*В скобках – число анализов.

Примечание. 1, 2, 4–7 – наши данные; 3 – по [10]; 4, 5 – магнетитовые клинопироксениты; 6 – плагиоклазовый клинопироксенит.

хромититовым проявлениям дунитов горы Соловьева (Нижне-Тагильский массив) и других дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала, характеризуются довольно широким диапазоном концентраций ЭПГ.

Элементы платиновой группы определялись нами в клинопироксенитах и меланократовых габброидах и в магнетитовых клинопироксенитах. Клинопироксениты, особенно магнетитовые, Кондерского массива (см. табл. 2) проанализированы нами в максимальном количестве проб для сравнения их с качканарскими магнетитовыми клинопироксенитами, несущими палладиевую минерализацию. Клинопироксениты и габброиды Кондерского массива беднее элементами платиновой группы, чем дуниты, оливиниты и хромититы этого массива, хотя общий уровень концентрации этих элементов в них примерно такой же, как в дунитах Бушвельдского массива, и выше, чем в дунитах и перидотитах Стиллуотерского массива (см. табл. 1). Величина отношения Pt/Pd в клинопироксенитах, подобно дунитам и оливинитам, выше 1 (1,1–1,5), но в габброидах она ниже 1 (0,4). Концентрация ЭПГ в магнетитовых клинопироксенитах массива Кондер по сравнению с концентрацией этих элементов в безрудных клинопироксенитах более высокая и, по-видимому, близка к концентрации этих элементов в магнетитовых клинопироксенитах Качканарского массива [1]. Вместе с тем в отличие от качканарских магнетитовых клинопироксенитов, замечательных своим резким преобладанием палладия над платиной ($Pt/Pd = 0,05-0,5$), кондерские магнетитовые клинопироксениты в проанализированных нами образцах подобной платиноидной специализацией не обладают. Редких платиноидов в кондерских магнетитовых клинопироксенитах мало, величина отношения $(Pt + Pd)/(Rh + Ru + Ir + Os)$ в них весьма велика (больше 7,4).

Гулинский массив, по-видимому, является крупнейшим в мире обнажением дунитов – большая часть обнаженной площади массива (около 330 км²) приходится на долю этих пород. Для сравнения отметим, что, по подсчетам Д.С. Штейнберга, площадь выходов дунитов во всех массивах Платиноносного пояса Урала составляет всего 100 км². Значительная площадь выходов дунитов Гулинского массива, несомненно, является весьма обнадеживающим прогнозным признаком в оценке его платиноносности.

Определение ЭПГ в дунитах нами проводилось с учетом степени их серпентинизации (лизардитизации). Среди них слабо серпентинизированные разновидности (0–30% серпентина) встречаются относительно редко, преимущественно развиты серпентинизированные (30–60% серпентина) и сильно серпентинизированные разновидности (60–100% серпентина). Слабо серпентинизированные дуниты обнаруживают отчетливую иридиево-рутениево-осмиевую специализацию (см. табл. 1). В процессе серпентинизации содержание осмия, рутения, иридия в дунитах (по существу, серпентинитах) сильно изменяется, но при этом в некоторых разновидностях этих пород могут повышаться концентрации палладия и платины при столь же низких содержаниях осмия, рутения и иридия (см. табл. 1). В сильно серпентинизированных дунитах по сравнению со слабо серпентинизированными разновидностями количество ЭПГ резко уменьшается,

также сильно уменьшается здесь и содержание всех элементов-примесей, в том числе элементов группы железа. Еще более богаты редкими платиноидами хромититы Гулинского массива, в которых общая сумма этих элементов (313 мг/т) выше, чем в дунитах и хромититах родственных массивов (Кондерского, Туламинского). Основным платиноидом, как и в дунитах, является осмий (142 мг/т), а соотношение иридия и рутения здесь меняется – в хромититах ($Ir/Ru = 0,96$) по сравнению с дунитами ($Ir/Ru = 0,52$) больше иридия, чем рутения. Ir/Os отношение также больше в хромититах, чем в дунитах (соответственно 0,55 и 0,18). Таким образом, ведущими ЭПГ дунитов и хромититов Гулинского массива являются Os, Ru, Ir. Количество редких платиноидов в дунитах Гулинского массива максимально по сравнению с содержаниями этих элементов в дунитах всех известных ультрамафитовых массивов. Иридиево-рутениево-осмиевая специализация дунитов Гулинского массива значительно отличается от существенно платиновой специализации дунитов Кондерского и Туламинского массивов, как и массивов Платиноносного пояса Урала. Платиноидная специализация дунитов и хромититов этого массива хорошо коррелируется с составом МПМ гулинских платиноидных россыпей, в которых преобладают самородный осмий и иридосмин. На диаграмме Os–Ir–Ru эти минералы образуют две части одной ветви составов – обогащенную осмием (осмиевую, самородный осмий) и обогащенную иридием (иридиевую, иридосмины). С учетом платиноидной специализации дунитов и хромититов можно предполагать, что первая часть ветви, возможно, более характерна для дунитов и по этой причине может быть названа дунитовой, а вторая – хромититовой.

В клинопироксенитах Гулинского массива ведущим платиноидом является палладий (см. табл. 2). Количественная роль других платиноидов незначительна, а общая сумма платиноидов в этих породах близка к таковой в дунитах. Меймечиты, подобно клинопироксенитам, характеризуются палладиевой специализацией, что, с нашей точки зрения, роднит их с клинопироксенитами. Петрологически меймечиты близки к коматиитам. Суммарное содержание ЭПГ в меймечитах (около 0,1 г/т) на 3 порядка выше, чем в коматиитах (см. табл. 2). Это является обнадеживающим признаком в оценке коренной и россыпной платиноидной минерализации меймечитового поля Маймеча-Котуйской провинции. Концентрация ЭПГ в меймечитах находится на одинаковом уровне с дунитами, но характер распределения этих элементов в меймечитах иной. Если в дунитах сумма Os, Ir, Ru заметно превышает сумму Pt и Pd, то в меймечитах наблюдается обратная картина – здесь содержание Pt и Pd превалирует над количеством Os, Ru, Ir. Значительный интерес представляет тот факт, что характер распределения платиноидов в меймечитах ($Pd > Pt > Os > Ru > Ir > Rh$) повторяет распределение этих элементов в коматиитах и сульфидно-никелевых рудах, ассоциирующих с коматиитами.

Обогащение меймечитов элементами платиновой группы по сравнению с коматиитами, казалось бы, можно связать с обогащением некогерентными элементами. Однако в гулинских дунитах, также весьма обогащенных элементами платиновой группы (осмием, иридием,

рутением), концентрация некогерентных элементов низкая. С другой стороны, ЭПГ часто коррелируются с хромом и никелем. Может быть, здесь можно обнаружить причину обогащения меймечитов элементами платиновой группы? Нет, в меймечитах с коматиитами наблюдается близкий уровень концентрации хрома и никеля. Содержания ЭПГ плохо коррелируются и с содержаниями других элементов группы железа. На наш взгляд, основной причиной высокого содержания ЭПГ в меймечитах является обогащение ими зоны формирования этих пород, скорее всего, в результате дополнительного привноса в нее этих элементов, в первую очередь Pd и Pt. В верлитах и клинопироксенизированных дунитах содержание ЭПГ исключительно низкое, сходное с содержанием их в сильно серпентинизированных дунитах.

Феклистовский массив расположен на Шантарских островах в Охотском море. По В.И. Остапчуку [6], в плане это изометрическое тело концентрически-зонального строения ($3,0 \times 4,5$ км) площадью $12,4$ км². Дунитовое ядро овальной формы ($1,93 \times 3,0$ км) окаймлено сплошным кольцевым телом оливиновых клинопироксенитов. Последние также распространены среди дунитов в виде жильной фации. Между ядром и клинопироксенитами наблюдается узкая зона перидотитов, а вокруг кольцевой интрузии клинопироксенитов – внешнее маломощное прерывистое кольцо габбро, диоритов и монцодиоритов. Возраст массива послепозднедевонский. Общая структурно-петрографическая ситуация Феклистовского массива весьма сходна с Кондерским массивом, но в отличие от Кондерского массива он залегает в складчатой зоне.

Дуниты этого массива обнаруживают существенно платиновую, точнее родиево-палладиево-платиновую, геохимическую специализацию (см. табл. 1) с $Pt/Pd = 1,8$. Примерно одного порядка уровни концентрации платины и суммы ЭПГ в дунитах Феклистовского [5] и Кондерского массивов, что является весьма положительным фактором в оценке шельфовой платиновой минерализации, в первую очередь россыпной, Феклистовского массива. Содержание иридия, осмия, рутения в дунитах Феклистовского массива ниже, чем в дунитах Кондерского массива, о чем свидетельствует, в частности, низкое Ig/Pt отношение (0,05 и 0,13 соответственно). Общее количество ЭПГ в верлитах и клинопироксенитах описываемого массива по сравнению с дунитами низкое (6,6–50,0 мг/т), с резким преобладанием суммы платины и палладия над суммой остальных ЭПГ. В верлитах и оливиновых клинопироксенитах платина преобладает над палладием, в плагиоклазовых и, по-видимому, амфиболовых клинопироксенитах ведущим платиноидом является палладий.

Инаглинский массив. С этим массивом генетически связаны россыпи платины и осмирида [7]. В плане массив имеет изометрическую форму (диаметр 5 км, площадь около 20 км²) и концентрически-зональное строение. Он сложен преимущественно серпентинизированными дунитами площадью 16 км², а по периферии – узкими зонами верлитов и клинопироксенитов. По размерам он несколько уступает Кондерскому массиву. Нами были сделаны всего два анализа инаглинских серпентинизированных дунитов на ЭПГ. Они показали, что общий уровень этих

элементов здесь, по-видимому, ниже (79,0 г/т), чем в дунитах Кондерского массива (131,0 г/т), но выше, чем в дунитах Туламинского массива (50,0 г/т). В серпентинизированных дунитах Инаглинского массива из ЭПГ преобладает родий, образующий "геохимическую кульминацию" в дунитах ряда зональных платиноносных массивов (см. табл. 1). По нашим данным, дуниты имеют родиево-платино-палладиевую специализацию.

Массивы Платиноносного пояса Урала. Сведения о распределении в дунитах этого пояса ЭПГ представляют значительный интерес, поскольку многими исследователями (Н.К. Высоцким, А.Н. Заварицким) предполагалось, что уральская россыпная платина связана в основном с дунитами. Ранее были предприняты многократные попытки оценки среднего содержания платины в дунитах. Первое опробование, проведенное еще в 1907 г. С.А. Конради, дало всего 9 мг/т. Л. Дюпарком и М. Тихонович было определено содержание 55 мг/т, А.Н. Заварицким – 20, В.А. Обручевым – 27–90, А.Г. Бетехтиным – 10–800 мг/т. По современным данным Ю.А. Волченко и Н.И. Неустроевой [1], содержание платины в дунитах зональных массивов (Нижне-Тагильского, Качканарского, Кытлымского) неравномерное. Оно колеблется от 10–20 до 100–200 мг/т и более, в среднем, по-видимому, 30–40 мг/т. Платиноидная специализация клинопироксенитов Уральского Платиноносного пояса обладает определенными геохимическими особенностями. Оливиновые клинопироксениты содержат низкие (не более 40–50 мг/т) концентрации платины и, подобно дунитам и верлитам, обладают ясно выраженной платиновой специализацией. Что касается магнетитовых клинопироксенитов Урала, то они обнаруживают существенно палладиевую специализацию с высокоцитовой минерализацией. По Ю.А. Волченко и Н.И. Неустроевой [1], магнетитовые клинопироксениты характеризуются высокими величинами Pd/Pt отношений (2–20).

Туламинский массив. В течение более 100 лет Туламинский округ в Британской Колумбии (Канада) известен как место добычи россыпной платины и золота. Подобно уральским платиновым россыпям, речные россыпи Туламинского округа берут свое начало от Туламинского массива основных и ультраосновных пород, который еще Н.К. Высоцкий в своей известной сводке по мировым платиновым россыпям рассматривал как наиболее очевидный аналог массивов Платиноносного пояса Урала. По данным П. Луиса, Б. Несбита и Р. Мортонна [10], все ультрамафиты этого массива (дуниты, хромититы, перидотиты, клинопироксениты, габброиды), подобно кондерским, характеризуются отчетливой платиновой специализацией (дуниты и перидотиты – 48 ± 12 мг/т платины) и низким содержанием других платиноидов, в связи с чем общее количество ЭПГ в ультрамафитах этого массива сравнительно низкое. Массивные, нодулярные и шлировые хромититы содержат самые высокие концентрации ЭПГ (3400–2200 мг/т платины) за исключением палладия (ниже предела чувствительности). Количество платины в хромитовых концентратах изменяется от 1,0 до 5,0 г/т с максимальным значением 7,34 г/т. Элементы платиновой группы в Туламинском массиве распределяются примерно в соответствии со степенью основности горных пород – высокие содержания наблюдаются в дунитах и весьма низкие – в

габброидах. Исключение из этого правила составляет палладий, который преимущественно концентрируется в роговообманковых клинопироксенитах и габброидах. Золото накапливается главным образом в габброидах. По мнению П. Луиса и др. [10], процесс серпентинизации привел к перераспределению элементов платиновой группы. В ходе серпентинизации платиноиды были ремобилизованы и обогатили платиной серпентинизированные дуниты (180 мг/т) по сравнению с их несерпентинизированными эквивалентами.

Таким образом, ультрамафиты зональных дунит-клинопироксенитовых массивов – Кондерского, Гулинского, Феклистовского, Туламинского, Инаглинского, Платиноносного пояса Урала – существенно различаются как по сумме ЭПГ, так и по соотношению отдельных ЭПГ. Вместе с тем в поведении ЭПГ в этих массивах наблюдаются элементы сходства.

1. Дуниты зональных платиноносных массивов (за исключением Гулинского) обнаруживают платиновую специализацию. В дунитах и хромититах ведущими являются тяжелые платиноиды (Pt, Os, Ir), чаще Pt, реже Os, Ir. По имеющимся данным, количество платины в дунитах платиноносных массивов широко варьирует – от 8 до 200 мг/т. Содержание ЭПГ в хромититах выше, чем в дунитах, тенденция накопления в них тяжелых платиноидов проявлена исключительно отчетливо.

2. В клинопироксенитах, верлитах, меймечитах и генетически с ними связанных горных породах ведущим ЭПГ обычно является палладий, принадлежащий к группе легкоплавких платиноидов. Общий уровень концентрации в них ЭПГ значительно ниже, чем в дунитах и особенно хромититах.

3. Дуниты, с одной стороны, и клинопироксениты и ассоциированные с ними породы – с другой, образуют две довольно разнородные геохимические группы. Первые, подобно "истощенным", или "деплетированным", мантийным перидотитам, обеднены некогерентными элементами и обогащены тяжелыми платиноидами. Вторые относительно обогащены некогерентными элементами и обеднены платиноидами за исключением палладия. Вместе с тем, как показывает пример Кондерского массива, обе группы ультрамафитов содержат высокие концентрации металлоидных элементов, что связывает их в геохимическом отношении.

4. В Гулинском массиве в серпентинизированных дунитах количество элементов платиновой группы более низкое, чем в несерпентинизированных разновидностях. В процессе серпентинизации, по-видимому, происходит вынос ЭПГ из дунитов с накоплением их в отдельных зонах. В Туламинском массиве поведение ЭПГ в ходе серпентинизации дунитов более сложное.

5. По геохимическим и геологическим данным, наибольшее россыпеобразующее значение имеют дуниты, хромитоносные дуниты и хромититы.

1. Волченко Ю.А., Неустроева Н.И. Геохимия платиноидов и генетическое расчленение ультрабазитов // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Хромтау, 1985. С. 34–55.
2. Иванов О.К. Рассеянные платина и палладий в концентрически-зональных ультрамафитовых массивах Урала // ДАН СССР. 1986. Т. 291, № 5. С. 1226–1229.
3. Квасов А.И., Приходько В.С., Степашко А.А. Геохимия платиноидов и элементов группы железа в дунитах Кондерского массива // Тихоокеан. геология. 1988. № 6. С. 108–111.
4. Ланда Э.А. Геохимия и условия образования ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород (на примере Маймеча-Котуйского и Карело-Кольского регионов): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1987. 34 с.
5. Малич К.Н. О формационной принадлежности платиноносных ультрабазитов концентрически-зональных массивов Сибирской платформы // ДАН СССР. 1991. Т. 318, № 6. С. 1452–1457.
6. Остапчук В.И. О платиноносном массиве Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С. 118–119.
7. Рожков И.С., Кичуа В.И., Разин Л.В., Боршанская С.С. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 119 с.
8. Bird M.L., Clark A.L. Microprobe study of olivine chromitites of the Goodnews Bay ultramafic complex, Alaska, and the occurrence of platinum // J. Res. US Geol. Surv. 1976. Vol. 4, N 6. P. 717–725.
9. Lee C.A., Tredoux M. Platinum-group element abundances in the lower and the lower critical zones of the eastern Bushveld complex // Econ. Geol. 1986. Vol. 81, N 5. P. 1087–1098.
10. Louis P.M., Nesbitt B.E., Morton R.D. Geochemistry of platinum-group elements in the Tulameen ultramafic complex, southern British Columbia // Ibid. P. 961–973.
11. Zientek M.L., Foose M.P., Mei L. Palladium, platinum and rhodium contents of rocks near the lower margin of the Stillwater complex, Montana // Ibid. P. 1169–1178.

УДК 553.491:552.321.6(517.3)

Ф.П. Леснов

ТРИ ТИПА МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В НАРАНСКОМ ПОЛИГЕННОМ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОМ ПЛУТОНЕ (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

В последние годы в значительном объеме проводились целенаправленные петролого-металлогенетические исследования многочисленных разноформационных базит-гипербазитовых массивов, расположенных в пределах каледонских и герцинских структур на территории Монголии [5, 15]. Среди них был выделен и описан специфический тип сложных тел такого состава, в которых альпинотипные гипербазиты пространственно тесно ассоциируют с телами существенно более поздних габброидов, прорывающих гипербазиты и во многих случаях активно воздействующих на них. Такие сложные массивы предложено выделять в

© Ф.П. Леснов, 1994

качестве полигенных базит-гипербазитовых плутонов, в составе которых выделяются протрузии альпинотипных гипербазитов, прорывающие их габброиды и породы переходной зоны, образующейся при взаимодействии габброидов и гипербазитов [8, 10].

К числу типичных и детальнее других изученных полигенных базит-гипербазитовых плутонов Монголии относится Наранский хромито- и платиноносный плутон, который обнажается в Западной Монголии в пределах хребта Хан-Тайширин и входит в состав каледонской офиолитовой ассоциации. Его характеристика освящена в [3, 9, 11–13, 17]. Закономерности распределения ЭПГ в плутоне ранее не обсуждались.

Первые данные по геохимии ЭПГ в породах и хромититах Наранского плутона получены в 1982 г., когда атомно-абсорбционным методом было проанализировано около 60 образцов пород и хромитовых руд [9, 12]. При этом установлено, что в плутоне в целом проявлен относительно повышенный геохимический фон платины, палладия, рутения, родия, а также золота по сравнению с другими подобными телами Монголии. Особое внимание было обращено на локальные повышенные концентрации и большую дисперсию содержаний ЭПГ в вебстеритах, являющихся ведущим типом пород, слагающих контактовую переходную зону плутона.

Указанная зона отличается значительной дисперсией содержаний не только ЭПГ, но и многих элементов-примесей [13]. В породах переходной зоны наблюдается перемежаемость локальных участков с повышенной и пониженной концентрацией ЭПГ.

При шлиховом опробовании временных водотоков, дренирующих Наранский плутон, среди продуктов дезинтеграции слагающих его образований впервые были обнаружены некоторые собственные минералы ЭПГ, среди которых чаще других встречается рутениридосмин [6, 16], однако коренные источники минералов ЭПГ пока оставались неизвестными. В целом породы гипербазитовой протрузии и габброидного интрузива характеризуются весьма низкой дисперсией содержаний главных петрогенных компонентов, элементов-примесей и ЭПГ, а также фоновыми содержаниями последних.

В пределах его контактовой переходной зоны, образуемой закономерно перемежающимися разной мощности "полосами" пироксенитов и в меньшей мере серпентинитов, мелано- и лейкократовых габбро, проявляются широкие вариации содержаний не только петрогенных и примесных компонентов, но и ЭПГ. Характерно, что граница между гипербазитовой протрузией и переходной зоной на этих профилях отчетливо фиксируется инверсиями кривых распределения магния и кальция в породах. Невыдержанный характер распределения палладия и других ЭПГ в породах переходной зоны установлен и при ее опробовании на более коротких интервалах. Указанные геохимические данные приводят к выводу о возможном наличии в пределах контактовой переходной зоны Наранского плутона разномасштабных локальных скоплений минералов ЭПГ, особенно в богатых пироксенами породах. Средние содержания ЭПГ в различных типах пород Наранского плутона представлены в табл. 1.

Полученный материал по геохимии ЭПГ в породах различных струк-

Таблица 1

Средние содержания ЭПГ и золота (в мг/т) в главных типах пород Наранского плутона, по данным атомно-абсорбционного анализа

Порода	Pd	Pt	Pd + Pt	Pt/Pd	Au	Pd + Pt + Au	Rh
Серпентинизированные дуниты	7,3 (6)	8,9(6)	16,2	1,2	14,7(6)	30,9	–
Аподунитовые серпентиниты	8,6(4)	4,5(4)	13,1	0,5	11,5(4)	24,6	–
Апогарцбургитовые серпентиниты	8,1(10)	7,6(10)	15,7	0,9	18,1(10)	33,8	–
Верлиты	10,0(4)	15,7(4)	25,7	1,6	–	–	1,5(1)
Вебстериты	12,4(21)	12,9(21)	25,3	1,0	22,0(6)	47,3	1,7(5)
Плагиовебстериты	21,8(5)	14,0(7)	35,8	0,6	59,7(5)	95,5	–
Габбронориты	24,0(5)	8,7(5)	32,7	0,4	77,6(5)	110,3	–

Примечание. В скобках – число частных определений элемента.

Таблица 2

Средние содержания элементов платиновой группы (в мг/т) в хромититах Наранского плутона и других офиолитовых ассоциаций

Месторождение хромитов	Показатели	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Сумма ЭПГ
Наранский плутон (МНР)	\bar{X}	58,3(3)	123,4(24)	84,3(27)	8,2(37)	22,0(32)	10,7(38)	306,9
	Макс.	80,0	593,0	187,0	14,7	43,0	14,0	931,7
	Мин.	45,0	8,0	29,1	2,3	5,8	5,8	96,0
Самаил (Оман) [7]	\bar{X}	–	48,0	135,0	6,0	14,0	8,0	–
	Макс.	–	160,0	180,0	16,0	29,0	71,0	–
Ньюфаундленд (Канада) [7]	Макс.	–	49,3	179,0	6,5	6,5	13,5	–
Новая Каледония [7]	–	–	410,0	1130,0	31,0	45,0	9,0	–
Хондрит С1 [19]	–	514,0	540,0	690,0	200,0	1020,0	545,0	3509,0

Примечание. В скобках – число частных определений ЭПГ, использованных при расчете.

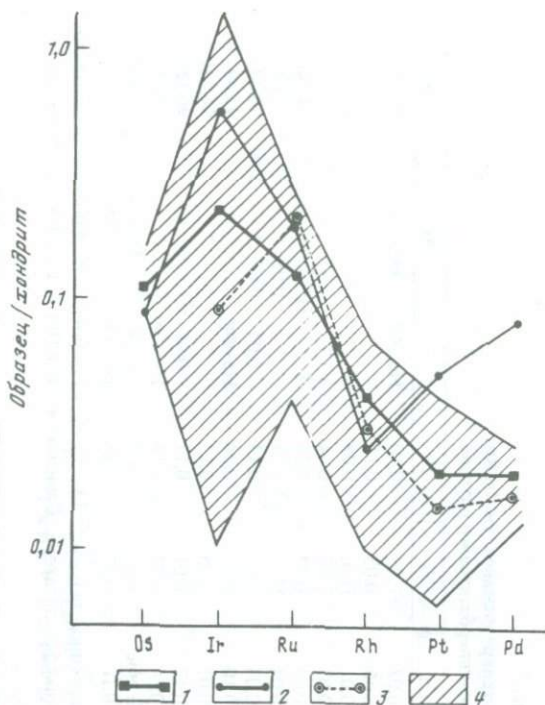


Рис. 1. Распределение нормированных по хондриту С 1 средних содержаний элементов платиновой группы в массивных хромититах

1 – Наранский плутон (данные автора, см. табл. 2); 2 – гипербазитовые массивы провинции Као-Тай (Китай, по [7]); 3 – гипербазитовый массив Саманл (Оман, по [7]); 4 – область вариаций (максимальных–минимальных) содержаний элементов платиновой группы в индивидуальных пробах хромититов Наранского плутона

турно-вещественных элементов Наранского плутона дает основание высказать предположение о том, что в пределах контактовой переходной зоны, имеющей мощность до нескольких сот метров, можно ожидать локальные участки, обогащенные палладием и платиной. Платино-палладиевая минерализация контактовой переходной зоны представляет собой один из трех выделяемых вещественно-генетических типов благороднометаллового оруденения, приуроченного к Наранскому плутону.

Следующий тип такого оруденения представлен скоплениями минералов существенно тугоплавких ЭПГ (осмий, иридий, рутений), которые локализованы в рудных хромититах плутона. К настоящему времени здесь известны 25 проявлений массивных хромититов, в большинстве своем представленных крупноглыбовыми элювиально-делювиальными развалами. Гораздо реже наблюдались небольшие коренные выходы хромититов [11]. Коллекция штучных проб хромититов из всех этих проявлений, преимущественно из восточного фланга плутона, проанализирована на содержания осмия, иридия, рутения, родия, платины и палладия с помощью нейтронно-активационного, атомно-абсорбционного, рентгено-флюоресцентного и кинетического методов, при этом

Таблица 3

Химический состав (в мас.%) рутениридосминов (Os, Ir, Ru)
из хромититов Наранского базит-гипербазитового плутона

№ ан.	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Cu	Ni	Fe	S	As	Сумма
1	1,02	32,11	51,49	12,98	0,20	0,07	0,03	0,10	Не обн.	Не обн.	98,00
2	1,66	28,19	51,91	13,39	0,22	Не обн.	0,03	0,11	"	"	95,51
3	1,68	27,72	48,26	15,28	0,33	0,01	Н.о.	0,09	"	"	93,37
4	1,28	32,75	46,58	14,28	0,44	0,02	0,08	0,14	"	"	95,57
5	0,83	35,59	45,12	12,80	0,19	0,03	0,07	0,21	"	"	94,84
6	2,01	24,00	56,01	14,23	0,20	0,04	Н.о.	0,15	"	"	96,64
7	0,33	29,47	50,56	9,56	0,22	0,03	0,07	0,13	0,03	"	90,40
8	1,56	36,37	46,38	8,65	0,30	0,10	0,06	0,24	Не обн.	"	93,66
9	2,35	34,86	40,26	16,31	0,24	0,01	0,05	0,13	"	"	94,21
10	2,48	35,28	40,75	17,18	0,12	0,12	0,01	0,17	0,01	"	96,12
11	1,34	28,28	52,22	10,17	0,38	0,04	0,02	0,18	Не обн.	"	93,23
12	1,92	35,96	50,05	8,57	0,43	Не обн.	0,09	0,24	0,04	0,11	97,41
13	1,86	37,05	49,24	8,53	0,31	0,12	0,11	0,28	Не обн.	Не обн.	97,50

Примечание. 1–8 – зерна рутениридосмина, выделенные из хромититов коренной залежи; 9–13 – то же, из делювиально-элювиальных развалов хромититов. Микронзондовые анализы здесь и в табл. 4–6 выполнены на микроанализаторе "Самбах" в СВ КНИИ ДВО РАН (г. Магадан) под руководством Г.Г. Дмитренко. Во всех пробах Pd – не обнаружен.

Таблица 4
Химический состав (в мас. %) иридоосмиянов (Os, Ir)
из хромититов Наранского базит-гипербазитового плутона

№ ан.	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Cu	Ni	Fe	S	As	Сумма
1	0,53	38,45	53,90	2,96	0,19	Не обн.	0,04	0,08	0,31	Не обн.	Не обн.	96,46
2	1,14	36,90	54,26	4,27	0,15	"	0,10	0,04	0,17	0,01	"	97,05
3	1,36	36,40	55,81	4,66	0,11	"	Не обн.	0,08	0,05	Не обн.	"	98,57
4	0,15	40,33	53,47	1,69	0,16	0,11	"	0,11	0,29	"	"	96,31
5	1,15	26,46	60,77	6,94	0,37	Не обн.	0,01	0,10	0,13	"	"	95,93
6	1,00	32,42	59,41	4,06	0,30	"	0,03	0,20	0,17	0,01	0,10	97,70
7	1,07	37,08	49,76	6,34	0,37	0,07	0,02	0,06	0,19	0,03	0,10	95,90
8	1,18	37,55	49,27	7,75	0,24	0,08	0,03	0,05	0,28	Не обн.	Не обн.	96,43
9	0,87	40,28	48,44	7,69	0,18	Не обн.	Не обн.	0,07	0,09	0,02	0,12	97,76
10	0,94	38,63	50,26	5,76	0,89	"	"	0,07	0,18	0,01	0,14	96,88
11	0,28	38,79	45,46	5,79	0,31	"	0,05	0,05	0,13	Не обн.	Не обн.	90,86
12	0,39	36,30	42,56	5,39	Н.о.	"	0,05	3,99	1,15	0,09	"	89,92
13	0,30	23,06	55,95	3,07	0,32	0,02	Не обн.	1,61	0,44	1,02	0,83	86,62
14	0,74	29,42	44,78	5,17	0,25	"	0,11	0,07	0,06	0,15	0,08	80,83

Примечание. 1-4 – зерна иридоосмиянов, выделенные из хромититов коренных залежей; 5-14 – то же, из делювиально-элювиальных развалов хромититов.

точность определений контролировалась дублированием анализов с применением разных методов. Полученные средние оценки содержаний ЭПГ в хромититах плутона приведены в табл. 2. Можно видеть, что для всех ЭПГ характерны достаточно широкие диапазоны вариаций содержаний и что повышенные концентрации свойственны иридию, рутению и осмию. По средним содержаниям ЭПГ, а также по характеру спектров их распределения хромититы Наранского плутона близки к таковым из массивов Ньюфаундленда (Канада) и Самаил (Оман) (рис. 1). Отличие состоит лишь в том, что в двух последних случаях рутений количественно преобладает над иридием, в то время как в хромититах Наранского плутона, как и массивов провинции Као-Тай (Китай), наоборот, иридий преобладает над рутением.

При дальнейшем изучении благороднометалльной минерализации, представленной в хромититах Наранского плутона, были впервые получены данные о распространенности и химическом составе содержащихся в них минералов элементов платиновой группы.

Все минеральные виды, содержащие ЭПГ, которые обнаружены в хромититах изучавшегося плутона, условно делятся на две основные группы. Первую из них составляют минералы, являющиеся гексагональными твердыми растворами на основе тугоплавких ЭПГ – осмия, иридия и рутения. В общей сложности к этой группе относится более 1/3 всех обнаруженных зерен МПМ. По химическому составу минералы этой группы отвечают рутениридосмину (табл. 3) и иридосмину (табл. 4). К МПМ второй группы относятся лаурит (табл. 5), а также более редкие минералы, преимущественно сульфоарсениды платиноидов – ирарсит, ирарсенит, осмистый рутений, рутеносмирид и другие, точнее не диагностированные фазы (табл. 6). Соотношения тугоплавких платиноидов в минералах обеих групп показаны на рис. 2.

Среди зерен минералов, представляющих группу гексагональных твердых растворов, преобладают кристаллы таблитчатой формы. Химический состав их варьирует в широких пределах, в том числе и в зернах, которые были отобраны в одной пробе. Преобладающие в этой группе рутениридосмины бедны рутением и характеризуются слабо изменчивыми соотношениями количеств осмия и иридия. В некоторых многофазных зернах встречены сростания рутениридосмина со сложным сульфидом осмия, иридия и рутения, а также с лауритом, ирарситом, арсенидом родия и никеля. Многие зерна рутениридосмина обладают микропористой структурой. Как отмечено в [2], подобная пористость присуща зернам твердых растворов тугоплавких платиноидов из хромититов и других массивов альпинотипных гипербазитов, что является одной из причин дефицита суммы компонентов в микрозондовых анализах этих минералов. Нередко поры в них заполнены серпентином и хлоритом, вследствие чего в составе подобных образцов присутствуют в качестве примесей кремний, магний, алюминий, хром.

Помимо названных разновидностей минералов ЭПГ, в пробах хромититов Наранского плутона в качестве аксессуаров обнаружены ксеноморфные выделения самородного железа (без примеси никеля), комко видные агрегаты неоднородного состава сплава платины и олова, а также

Таблица 5

Химический состав (в мас. %) лауритов (RuS₂) из хромититов Наранского базит-гипербазитового плутона

№ ан.	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Cu	Ni	Fe	S	As	Сумма
1	He обн.	2,30	3,11	54,28	0,26	0,01	0,02	He обн.	36,97	He обн.	96,95
2	"	3,04	20,44	38,73	0,04	0,03	0,02	0,02	33,00	"	95,32
3	"	1,69	17,60	42,61	0,02	He обн.	He обн.	0,02	36,11	"	97,95
4	"	4,64	24,64	35,33	0,01	0,03	"	He обн.	34,20	"	98,85
5	"	5,55	21,41	36,17	0,13	He обн.	0,08	0,02	34,77	"	98,13
6	0,12	5,45	13,90	40,39	0,07	0,01	0,06	"	33,26	"	93,26
7	He обн.	2,90	9,95	46,49	0,18	He обн.	0,09	0,05	36,00	0,01	95,67
8	"	5,16	11,05	46,15	0,10	0,01	0,02	0,01	37,84	He обн.	100,34
9	"	9,07	13,07	41,82	0,10	0,03	0,09	He обн.	35,46	"	99,64
10	0,38	10,10	21,19	31,62	0,15	0,10	1,92	0,31	26,97	6,26	99,00
11	2,65	2,56	1,10	55,18	0,42	2,15	0,41	0,04	35,39	0,97	100,87
12	0,48	3,14	1,72	56,05	1,64	0,75	0,67	0,03	33,53	1,78	99,79
13	0,21	2,72	7,32	52,23	0,19	0,18	1,50	0,41	35,50	He обн.	100,26
14	0,06	4,79	6,82	56,31	0,02	0,10	1,65	0,50	18,09	"	88,34

Примечание. 1–12 – акцессорные зерна лаурита, выделенные из хромититов коренных залежей; 13, 14 – то же, из делювиально-элювиальных развалов хромититов. Во всех пробах Pd не обнаружен.

Таблица 6

Химический состав (в мас. %) редких минералов платиноидов из хромититов Наранского базит-гипербазитового плутона

№ ан.	Формула	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Cu	Ni	Fe	S	As	Сумма
1	IrAsS	0,47	45,79	0,16	1,75	4,07	He обн.	0,03	0,24	0,09	10,40	18,24	81,24
2	(Ir, Ru, Os)AsS	10,41	26,16	17,75	11,25	2,38	"	1,06	0,24	0,06	10,29	13,24	92,84
3	(Ru, Os)	1,06	9,85	20,39	64,51	He обн.	"	0,05	0,02	0,08	0,01	He обн.	95,97
4	(Ir, Ru, Os)	0,89	41,90	24,26	24,62	0,22	"	0,04	0,04	0,12	He обн.	0,33	92,42
5	(Ir, Ru, Os)	0,80	47,60	36,47	13,22	0,09	"	0,08	He обн.	0,12	0,04	He обн.	98,49
6	(Os, Ru, Ir) ₃ S ₂	0,63	23,17	49,08	14,84	He обн.	"	0,43	0,20	0,06	11,39	0,88	100,68
7	RhNiAs	9,88	4,60	1,82	3,32	23,93	0,26	0,45	17,65	0,21	0,52	24,62	87,26
8	(Os, Ru)	0,18	7,33	72,62	9,26	0,01	0,02	0,05	0,45	0,41	1,21	0,76	92,30
9	(Ni, Ir) ₃ As	1,37	7,14	0,29	0,06	0,42	0,13	He обн.	62,12	0,55	0,02	24,96	97,06

Примечание. 1 – ирарсит; 2 – ирарсенит; 3 – осмистый рутений; 4, 5 – рутеносириды; 6–9 – фазы, точнее не диагностированные; 1, 2, 7, 8 – зерна минералов платиноидов отобраны из хромититов коренных залежей; 3–5, 6, 9 – то же, из делювиально-элювиальных развалов хромититов.

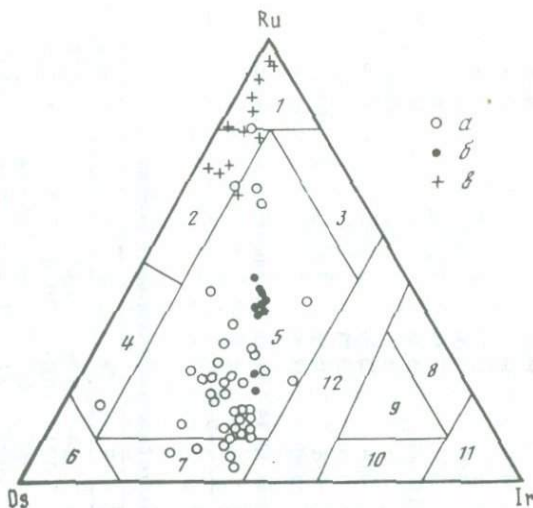


Рис. 2. Химические составы минералов ЭПГ, выделенных из массивных хромититов Наранского плутона (в отн. %, по данным табл. 3–6)

a – гексагональные твердые растворы на основе осмия, иридия и рутения из хромититов; *b* – то же, из аллювиально-пролювиальных четвертичных отложений по шлиховым прогам, отобранным к северу от плутона, по [16]; *в* – лауриты из хромититов. Номенклатура минералов ЭПГ по [18]: 1 – самородный рутений, 2 – осмистый рутений, 3 – иридийный рутений, 4 – рутенистый осмий, 5 – рутениридосмин, 6 – самородный осмий, 7 – иридийосмин, 8 – рутенистый иридий, 9 – рутениосмирид, 10 – осмирид, 11 – самородный иридий, 12 – область разрыва смешиваемости между гексагональными (1–7) и кубическими (8–11) твердыми растворами ЭПГ

хизлевудит (Ni_3S_2) и орселит (Ni_5As_2). Последние две фазы обнаружены в интерстициях зерен хромита, а также в октаэдрических негативных полостях на их поверхности, где эти минералы находятся совместно с серпентином и хлоритом. Кроме того, в этих октаэдрических полостях встречены фаза $(\text{Ni}, \text{Ir})_3\text{As}$, а также микропористый агрегат самородного рутения и лаурита. Особо следует подчеркнуть тот факт, что в хромититах плутона ни в одном случае не обнаружены фазы, отвечающие по составу кубическим твердым растворам на основе иридия (см. рис. 2, поля 8–11), которые, как известно, достаточно часто встречаются в хромититах дунит-гардбургитовых и лерцолитовых массивов на Северо-Востоке азиатской части России [14]. В этих массивах наблюдаются выделения изоферроплатины и других железо-платиновых минералов, которые пока не обнаружены непосредственно в хромититах Наранского плутона. Таким образом, второй тип платинометалльного оруденения в Наранском плутоне, представленный скоплениями минералов ЭПГ в рудных хромититах, специализирован главным образом на тугоплавкие платиноиды и исследован в настоящее время более детально, чем охарактеризованный выше тип минерализации легкоплавких платиноидов, сконцентрированных в контактовой переходной зоне.

Третий тип платиноидной минерализации, связанной с Наранским плутоном, представлен некоторыми фазами благородных металлов, которые

обнаружены в шлиховых пробах продуктов дезинтеграции пород и хромитовых руд, слагающих этот массив [6, 16]. Среди минералов в тяжелой фракции шлихов преобладают твердые растворы на основе осмия, иридия и рутения, отвечающие по составу рутениридосмину. Зерна последнего разделились на две группы: бедные рутением (менее 15%) и богатые им (22–30%) разновидности рутениридосминов (см. рис. 2). Примечательно, что зерна минерала из выделенных двух групп отличаются и по набору присутствующих в них мельчайших включений минералов на основе платины. Так, в рутениридосминах первой группы установлены включения следующих составов: платина + железо, платина + железо + никель, платина + железо + медь. Зерна этих сплавов имеют неправильную форму и размеры до 80 мкм. Чаще других наблюдаются включения железо-платиновых сплавов, по составу отвечающих изоферроплатине. В свою очередь, в рутениридосминах, богатых рутением, установлены включения лаурита, а также неизвестного минерала, содержащего до 53% рутения и 10% иридия при полном отсутствии платины, железа и серы. Помимо рутениридосминов, в изучавшихся [6, 16] шлиховых пробах из района Наранского плутона диагностированы отдельные зерна железо-платиновых сплавов, в том числе содержащих до 14% меди (туламинит?). Совместно с минералами ЭПГ в шлихах установлены единичные крупные (до 5 мм) слабо окатанные зерна золота двух разновидностей. Первая из них представлена аурикупридом, вторая – высокопробным золотом с примесью никеля. Еще реже в этих пробах встречалась самородная медь.

Результаты более детального площадного шлихового опробования Наранского плутона были опубликованы Л.В. Агафоновым и др. [1]. Ими установлено, что минералы ЭПГ встречаются в шлихах лишь в северной части плутона, где наиболее широко развиты ультраосновные породы и связанные с ними тела хромититов. Здесь же ими впервые были встречены леллингит (FeAs_2) и сперрилит (PtAs_2), а в одной из проб обнаружен аваруйт (Ni_3Fe). Более широко распространено золото, которое представлено несколькими типами пробыности и встречается в шлихах как в северной, так и в южной части плутона.

Третий тип благороднометаллической минерализации, приуроченной к Наранскому плутону, – экзогенный, он проявляется в виде шлиховых ореолов минералов ЭПГ, а также золота.

Таким образом, в пределах Наранского базит-гипербазитового плутона, являющегося одним из наиболее крупных тел офиолитовой ассоциации Западной Монголии, предлагается выделять три вещественно-генетических типа платиноидной минерализации: 1 – концентрация минералов осмия, иридия и рутения в составе залежей рудных хромититов; 2 – концентрация легкоплавких платиноидов в пределах контактовой переходной зоны; 3 – россыпные проявления минералов тугоплавких и легкоплавких ЭПГ, а также золота в современных рыхлых продуктах дезинтеграции пород контактовой переходной зоны и залежей рудных хромититов.

Изложенные в статье материалы о закономерностях распространения

платиновых металлов в Наранском базит-гипербазитовом плутоне, являясь к настоящему времени наиболее полной сводкой по данному вопросу, свидетельствуют о перспективности этого объекта на данный вид ценного минерального сырья и о целесообразности постановки в этом районе специализированных поисково-оценочных работ.

Л и т е р а т у р а

1. Агафонов Л.В., Ступаков С.И., Изох А.Э. и др. Самородные металлы и другие минералы из шлиховых ореолов гипербазитовых массивов Монголии // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. Вып. 5. С. 41–64.
2. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Аникин В.В. Акцессорные минералы платиновых элементов в альпинотипных ультрамафитах Коряжского нагорья // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 66–76.
3. Дмитренко Г.Г., Леснов Ф.П., Махоркина Т.И. и др. Минералы платиноидов в хромититах Наранского массива (Западная Монголия) // ДАН СССР. 1991. Т. 317, № 5. С. 1220–1222.
4. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г.; Паланджян С.А. и др. Особенности состава минералов платиноидов в зависимости от геодинамических обстановок формирования офиолитовых ассоциаций // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1990. С. 53–58.
5. Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. и др. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Наука, 1990. 270 с.
6. Кривенко А.П., Сидоров Е.Г., Изох А.Э. Первая находка платиноидов в Монголии // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов: Тез. докл. Свердловск, 1985. С. 37–38.
7. Кривцов А.И. Месторождения платиноидов: (Геология, генезис, закономерности размещения). М.: ВИНТИ, 1988. 132 с. (Итоги науки и техники. Руд. месторождения; Т. 18).
8. Леснов Ф.П. О базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 156–157.
9. Леснов Ф.П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. Вып. 1. С. 58–95.
10. Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 2. С. 71–78.
11. Леснов Ф.П., Симонов В.А. Хромититы Наранского базит-гипербазитового массива в Западной Монголии: (Химический состав и газовые компоненты) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. Вып. 5. С. 65–85.
12. Леснов Ф.П., Цимбалист В.Г. Распределение элементов платиновой группы и золота в базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии // Там же. 1983. Вып. 2. С. 66–71.
13. Леснов Ф.П., Симонов В.А., Симонова В.А., Гора М.П. Геохимическая особенность офиолитовой ассоциации Наранского массива (Западная Монголия) // Геодинамические условия формирования, геохимические аспекты генезиса базитов и гипербазитов. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1990. С. 109–113.
14. Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. Минералогия платиноидов альпинотипных ультрамафитов // Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 144–167.
15. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
16. Сидоров Е.Г., Изох А.Э., Кривенко А.П., Чубаров В.М. О минералах платиноидов Монголии // Геология и геофизика. 1987. № 12. С. 72–79.
17. Чернышов А.И., Черных Н.В., Гончаренко А.И. и др. О роли деформаций в формировании Наранского базит-гипербазитового плутона (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. Вып. 6. С. 3–9.
18. Harris D.C., Cabri L.J. The nomenclature of the natural alloys of osmium, iridium and ruthenium

based on new compositional data from world-wide occurrences // *Canad. Miner.* 1973. Vol. 12. P. 104–112.

19. *Naldrett A.J., Duke J.M.* Platinum metals in magmatic sulfide cress // *Science.* 1980. Vol. 208, N 4451. P. 1417–1424.
20. *Naldrett A.J., Von Gruenewaldt G.* Association of platinum elements with chromitite in layered intrusions and ophiolite complexes // *Econ. Geol.* 1989. Vol. 84, N 1. P. 180–187.

УДК 553.464.041:551.71/.72(470.22)

А.В. Савицкий, Т.В. Билибина, Е.К. Мельников, Ю.В. Петров

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОМПЛЕКСНЫХ (V, Pd, Au, U) РУД ОНЕЖСКОГО ТИПА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ОБНАРУЖЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В 80-е годы на территории восточной части Балтийского щита было обнаружено шесть крупных полигенных уран-золото-платинометалльно-ванадиевых месторождений и около 20 перспективных рудопроявлений нового [2], нетрадиционного для Карело-Кольского региона, промышленно-генетического типа, в которых ЭПГ являются весьма ценными попутными компонентами [10].

Все месторождения и большинство рудопроявлений выявлены в Онежском рудном районе, часть из них – в Южно-Варзугском и Южно-Куоляярвинском потенциально рудных районах. Кроме того, в последние годы в этих районах найден целый ряд проявлений собственно платинометалльной минерализации (иногда с Au) в углеродсодержащих парасланцах верхнего архея (лопия [5]).

Эти открытия, на наш взгляд, существенно расширяют перспективы платиноносности Карело-Кольского региона, которые до настоящего времени определялись собственно платинометалльными месторождениями расслоенных интрузий (Луккулайсваара–Ципринга–Кивакка и др.), а также магматическими комплексными месторождениями сульфидных медно-никелевых (Наттис–Кумужья–Травяная, Сопча и др.), хромитовых (Бураковское и др.), титаномагнетитовых (Пудожгорское и др.) и иных руд с сопутствующей платиновой минерализацией [6, 7, 11, 17 и др.]. Примечательно, что все известные и новые, собственно платинометалльные и разные по составу комплексные с сопутствующими ЭПГ, месторождения восточной части Балтийского щита отличаются преобладанием среди ЭПГ палладия (величина $Pd/Pt \geq 3$). Учитывая, что эти месторождения относятся к среднекембрийским (2400–1700 млн лет), можно предположить, что отмеченная их палладиевая специализация является одной из специфических особенностей металлогении докембрия региона.

Основные закономерности размещения комплексных месторождений онежского типа. Все месторождения уран-золото-платинометалльно-вана-

дневых руд (Средняя и Верхняя Падма, Царевское и др.), как отмечалось, размещаются в Онежском районе, который оценивается как потенциально промышленно-горнорудный [10]. Его границы совпадают с высокорудноносным [4] Повенецким салическим блоком земной коры IV порядка, входящим в состав Карельского мегаблока [4, 8 и др.]. Специфической особенностью глубинного строения Повенецкого блока является наличие в его основании сводового поднятия границы М и преобладание гранитоидов в верхней части земной коры [4]. Месторождения пространственно тяготеют к областям перегибов крутых склонов сводового поднятия, фиксируемых, по расчетам Н.Н. Колесника (ВСЕГЕИ), зонами нарушения сплошности земной коры, которые характеризуются отчетливым проявлением процессов теплогенерации и массообмена [4].

Аналогичная ситуация, судя по количественной интерпретации гравитационных и сейсмических данных, выполненной Г.П. Воеводовой [см. 4], отмечается в Южно-Варзугском и Куолярвинском блоках IV порядка.

Установлено, что известные месторождения онежского типа, а также крупные месторождения других полезных ископаемых (рибекит-асбеста, талькового камня, шунгитов и др.) сосредоточены в Онежском эпикратонном прогибе, тяготея к его периферическим частям [2, 10, 12 и др.]. Эта рудоносная структура выполнена вулканогенно-осадочными отложениями карельского комплекса PR_1 [1]. Основные отличительные особенности геологического строения Онежского прогиба следующие [4, 5, 12, 13, 16 и др.]: максимальная (для подобных сооружений Карело-Кольского региона) полнота разреза карелия (от ятулийского по велпийский надгоризонт включительно); широкое развитие шунгитсодержащих сланцев, песчаников, доломитов и туфогенных образований, относящихся, по [13], к черносланцевой формации; наличие среди них геохимически специализированных ($K_x \geq 3$, $V = 80-90\%$) пород с варьирующими спектром и количественными соотношениями рудных элементов, но с обязательным присутствием V, Cu, U, Mo, Pb, Zn и, что особенно важно, Ag, Au, Pd; неоднократное и нарастающее по масштабам во времени проявление базальтоидного магматизма; метаморфические преобразования пород в $P-T$ условиях не выше серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации; масштабное проявление зон складчато-разрывных дислокаций – специфических, характерных для Карело-Кольского региона рудоносных структур, свойственных свекофенской эпохе протоактивизации (1900–1700 млн лет) и соответствующей металлогенической эпохе, "основной рудопроизводящей" [3] для восточной части Балтийского щита; телескопированное проявление в зонах складчато-разрывных дислокаций эндо- и экзогенных рудообразующих процессов при ведущей роли многостадийного магнезиально-щелочно-карбонатного метасоматоза [14, 18 и др.].

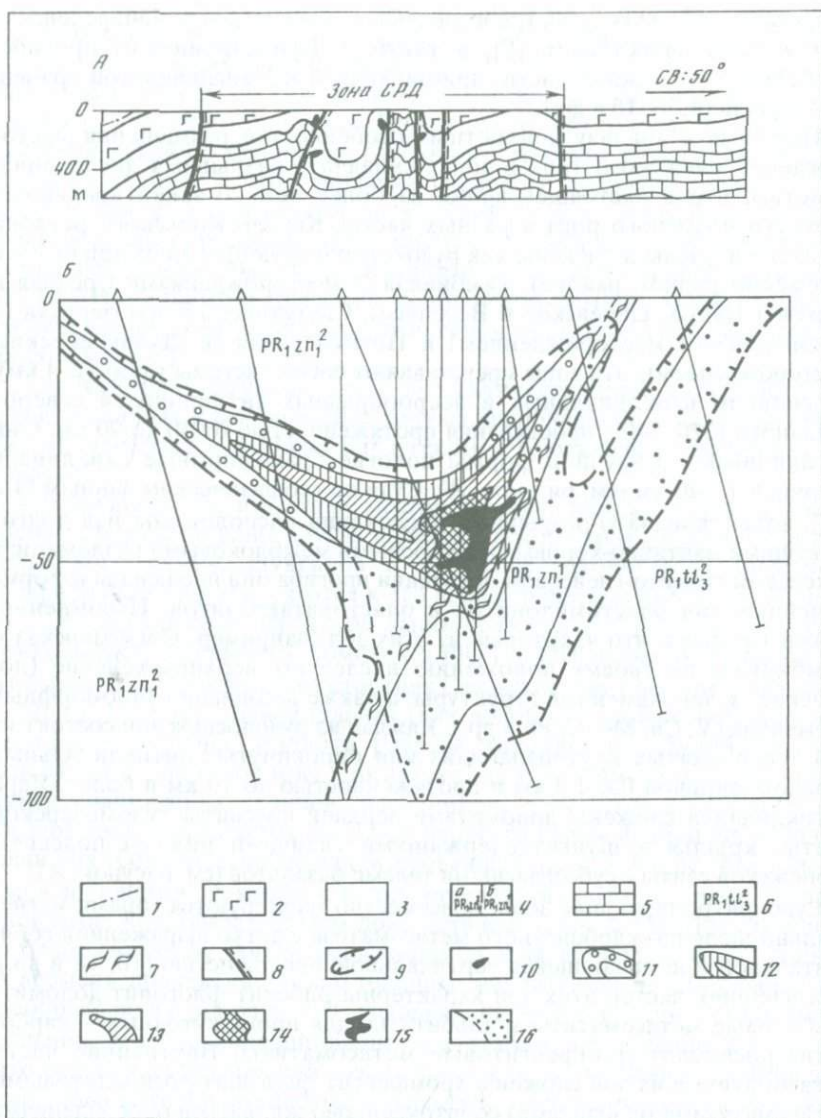
Указанные черты геологического строения рудоносного Онежского прогиба, судя по многолетним наблюдениям авторов статьи и данным других исследователей (А.М. Ахмедов, В.З. Негруца, В.А. Шкворов и др.), довольно отчетливо проявляются в южной части Имандра-Варзугской

депрессивной структуры, где выделяются Томингская и Панареченская наложенные синклинали [9], а также в Куоляярвинском прогибе, особенно в его южной части, примыкающей к Панаярвинской грабен-синклинали [4, 13, 16 и др.].

Переходя к анализу конкретных особенностей размещения месторождений онежского типа в зонах складчато-разрывных дислокаций, отметим, что в настоящее время из более чем 20 закартированных структур подобного рода в разных частях Карело-Кольского региона детально изучены и оценены как рудоконтролирующие лишь три (все — в Онежском рудном районе): Тамбицкая (с месторождениями Средняя и Верхняя Падма, Царевское и Весеннее), Святухинско-Космозерская (с Космозерским месторождением) и Пигмозерская (с Шульгиновским месторождением). Эти зоны представляют собой системы узких (2–4 км), в основном изоклинальных и веерообразных антиклиналей северо-западного (320–340°) простирания протяженностью от 30 до 90 км. Они ограничивают сундучной формы пологие брахиформные синклинали шириной 12–20 км (см. рисунок, А). Судя по геофизическим данным [4 и др.], зоны складчато-разрывных дислокаций расположены над долгоживущими мантийно-коровыми и коровыми межблоковыми разломами; в архейском гранито-гнейсовом основании прогиба они проявлены в форме линейных зон бластомилонитов и бластокатаклазитов. Несомненно, важен тот факт, что некоторые из этих зон (например, Пигмозерская и Тамбицкая) по своему положению наследуют верхнеархейские (лопийские) зеленокаменные структуры, а также ассоциации типоморфных элементов (V, Cu, Mo, U, Pb и др.). Каждая из рудоносных зон состоит из 2–4 тесно сжатых крутопадающих или опрокинутых антиклинальных складок шириной 0,8–1,8 км и протяженностью до 10 км и более. Ядра антиклиналей сложены доломитами верхней подсвиты туломозерской свиты, крылья — шунгитсодержащими сланцами нижней подсвиты заонежской свиты с субогласными телами базальтов (см. рисунок, А).

Рудоконтролирующие зоны повсеместно маркируются зонами магнезиально-щелочно-карбонатного метасоматоза с четко выраженной горизонтальной и намечающейся вертикальной зональностью [10, 18 и др.]. Для внешних частей этих зон характерны рибекит-флогопит-доломит-альбитовые метасоматиты и альбититы, для промежуточных — карбонатно-роскоэлит-хромфенгитовые метасоматиты. Внутренние части метасоматических зон сложены хромфенгит-флогопит-роскоэлитовыми метасоматитами (сланцами) со штокверково-жильными обособлениями сульфидно-селенидно-карбонатных гидротермалитов. Большинство выявленных залежей комплексных руд сложено слюдитами. Платинометальное оруденение концентрируется в гидротермалитах.

По данным комплексных геохимических исследований, выполненных под руководством и при непосредственном участии авторов статьи, рудоносные зоны складчато-разрывных дислокаций на всем протяжении фиксируются линейными аномальными геохимическими зонами. Каждая из них имеет свой геохимический облик, что обусловлено различным сочетанием трех основных типоморфных ассоциаций, свойственных наиболее распространенным типам метасоматитов. Первая из них — Na, U, V,



Mo, Pb¹ – характерна для альбититов и близких к ним по составу метасоматитов, развитых по периферии зон; вторая – Li, V, K, Cr, Zn – присуща слюдитам внутренних частей зон; третья, наиболее широко распространенная, многокомпонентная ассоциация – Cu, Ag, V, Zn, Mo, U, Pb, Cr – отвечает карбонатно-роскоэлит-хромфенгитовым метасоматитам промежуточных зон. Многокомпонентность этой ассоциации, по нашим наблюдениям, обусловлена, во-первых, сложностью и изменчивостью минерального состава указанных метасоматитов, а во-вторых, их преимущественным развитием по шунгитсодержащим породам (сланцам, алевролитам и др.). Для последних характерна та же многокомпонентная ассоциация микроэлементов, но со значительно более низким уровнем их концентрации. Примечательна еще одна, фрагментарно фиксируемая геохимическая ассоциация – Cu, Bi, Pb, Ag, As, Se. Она отвечает гидротермалитам с ЭПГ и, по данным С.Г. Лапшина и А.В. Савицкого, может рассматриваться как индикаторная на платинометальное оруденение.

Зоны складчато-разрывных дислокаций, выделенные нами в Южно-Варзугском и Южно-Куолярвинском потенциально рудных районах, уверенно фиксируются аномальными и геофизическими зонами и по своим характеристикам приближаются к зонам Онежского рудного района, для которых ведущей является третья, многокомпонентная, ассоциация, но с иными соотношениями образующих ее элементов. Так, зонам в Южно-Варзугском районе отвечает ассоциация – Zn, Mo, U, Cu, Pb, V, Ag, а в Южно-Куолярвинском – Cu, Mo, U, Pb, Ag(V). На фоне этих геохимических ассоциаций локально проявляется индикаторная ассоциация на ЭПГ – Cu, Pb, Bi, As, Ag(Se), как правило, вблизи выявленных проявлений платиновых металлов.

←
Схема размещения залежей комплексных руд в геологическом разрезе Тамбичкой зоны складчато-разрывных дислокаций (СРД) на месторождении Средняя Падма (А) и соотношение между платинометальным, ванадиевым и урановым оруденением в разрезе основной залежи месторождения Средняя Падма (Б)

1–4 – заонежская свита: 1 – верхняя подсвита – шунгитсодержащие сланцы, туфосланцы, туфы, 2 – габбро-долериты, габбро-диабазы, подчиненно диабазы, 3 – нижняя подсвита, алевролиты, карбонатно-глинистые сланцы с прослоями шунгитсодержащих сланцев, 4 – шунгитсодержащие алевролиты (а) и алевролиты с прослоями доломитов (б); 5, 6 – туломозерская свита: 5 – верхняя и средняя подсвиты – доломиты с прослоями сланцев, алевролитов и песчаников, 6 – верхняя подсвита – массивные и брекчиевые доломиты; 7–9 – разрывные структуры: 7 – зоны милонитизации и микроскладчатости, 8 – зоны интенсивной тектонической трещиноватости и дробления (схема А), 9 – зоны объемного катаклаза; 10 – основные залежи комплексных руд; 11–15 – ведущие типы руд (схема Б): 11 – медно-молибденовые в альбититах (Cu – 0,3–1,5, Mo – 0,03–0,15 мас.%), 12 – ванадиевые в слюдитах (V₂O₅ – 3–5 мас.%, Pd – 0,05 г/т), 13 – уран-ванадиевые в карбонатно-слюдистых метасоматитах (V₂O₅ – 1,0–3,0, U – 0,03–0,1 мас.%, Pd – 0,2, Pt – 0,05 г/т), 14 – урановые в карбонатно-слюдистых метасоматитах с прожилками сульфидно-селенидно-карбонатных гидротермалитов (U – 0,3–1,5 мас.%, Pd – 0,01–3, Pt – 0,5 г/т), 15 – платинометальные в сульфидно-селенидно-карбонатных гидротермалитах (Pt – от 1–10 до 450 г/т, Pt – от 0,1–1,5 до 30, Au – от 0,01–5 до 30 г/т); 16 – зоны гематитизации

¹ Все типоморфные геохимические ассоциации характеризуются высокими уровнями концентрации ($K_K \geq 3-5$) и дисперсии распределения ($V = 80-100\%$) геохимических элементов.

Кратко охарактеризованные выше закономерности размещения месторождений комплексных руд онежского типа в дальнейшем могут быть успешно, на наш взгляд, использованы как прогнозные критерии оценки платиноносности различных частей территории Карело-Кольского региона.

Основные особенности локализации комплексного оруденения в зонах складчато-разрывных дислокаций. Уран-золото-платинометалло-ванадиевое оруденение размещается, как правило, в осевых антиклинальных складках преимущественно изоклинальной или веерообразной формы [10 и др.], в местах резкой ундуляции и изгибов шарниров этих складок, а также вблизи их замыкания. Ширина зон, вмещающих месторождения (Средняя Падма, Царевское и др.), достигает 600 м, их протяженность – 1,5–2,5 км. В каждой из таких зон локализуется несколько рудных залежей мощностью 30–45 м. Основные рудные залежи имеют шнуровидную форму и клиновидное поперечное сечение. Все они погребенные, с глубиной залегания 150–160 м. Реже отмечаются штокверкоподобные рудные тела, прослеженные до глубин 500–600 м и более.

Наиболее крупные и богатые залежи размещаются на юго-западных крыльях осевых антиклиналей, где интенсивно выражены многостадийные процессы брекчирования и катаклаза, по своему строению близкие к зонам развития объемного дробления (катаклаза). Рудные тела расположены вдоль послонных крутопадающих разрывов, выполненных брекчиями и катаклазитами, согласных с контактом контрастных по геохимическим, механическим и физико-химическим свойствам [2] пород (доломитов и шунгитсодержащих сланцев, доломитов и базальтов и т.п.), нередко в узлах пересечения этих разрывов с пологозалегающими разрывными нарушениями типа надвигов [10]. Именно здесь образуются свойственные всем изученным месторождениям Онежского района клиновидные зоны катаклаза, к которым приурочены залежи с контрастными ванадиевыми и платинометалльными рудами. Большинство из них локализовано в алевролитах заонежской свиты вблизи их контакта с доломитами туломозерской свиты. Крупные залежи ванадиевых руд с наиболее значительным платинометалльным оруденением фиксируются также на контакте шунгитсодержащих сланцев и алевролитов заонежской свиты (см. рисунок, Б).

Примечательна приуроченность рудных тел к границе распространения гематитизированных и сульфидизированных пород, что может свидетельствовать о существенной роли в локализации оруденения окислительно-восстановительного барьера. Процессы гематитизации, выражающиеся в появлении кристаллического гематита, максимально проявлены в зонах катаклаза в доломитах, подчиненно – в песчано-глинистых отложениях.

Многие из отмеченных выше специфических особенностей локализации оруденения в зонах складчато-разрывных дислокаций Онежского рудного района фрагментарно зафиксированы в аналогичных структурах Южно-Варзугского и Южно-Куолярвинского районов. Это дает возможность более целенаправленно решать задачу по оценке

перспектив рудоносности (в том числе платиноносности) известных и вновь выявляемых зон складчато-разрывных дислокаций в перечисленных потенциально рудных районах.

Основные особенности минерального состава руд. Руды рассматриваемых месторождений имеют сложный, полиминеральный и многокомпонентный, состав [2, 14, 15 и др.]. С некоторыми допущениями можно выделить три ведущих минеральных типа комплексных руд: 1) настуран-хромфенгит-флогопит-роскоэлитовый; 2) (настуран)-золото-платинометалльно-сульфидно-селенидный; 3) франсвиллит-тюамунит-карнотитовый. Преобладают первые два типа. Наиболее широко распространены массивные и пятнисто-вкрапленные, подчиненно – прожилково-вкрапленные и прожилковые руды. Последние наиболее характерны для второго типа.

Профилирующими рудными компонентами являются ванадий и палладий. Наряду с ними могут извлекаться золото, серебро, платина, уран, рений и еще около 20 ценных компонентов [2]. Ванадиевые руды представлены слюдитами и карбонатно-слюдистыми метасоматитами, сложными главным образом роскоэлитом и ванадийсодержащим флогопитом. Кроме того, минералами-носителями ванадия являются ванадиевый гематит, ноланит, карелианит и монтрозеит. Руды отличаются очень высоким содержанием пятиоксида ванадия – в среднем 2,5–2,7%, а в отдельных залежах – от 3,5 до 5%.

По периферии всех ванадиевых залежей отмечаются промышленные содержания меди и молибдена (см. рисунок, Б и пояснения к нему). Эти металлы присутствуют соответственно в форме халькопирита и молибденита. Во внутренних частях ванадиевых залежей наблюдаются контрастные урановые и благороднометалльные руды. Они содержат около 75% общего количества платиноидов (Pd, Pt, Rh). Остальные 25% ЭПГ приходятся на слюдиты и карбонатно-слюдистые метасоматиты. Суммарное содержание палладия и платины в этих породах колеблется от 0,002 до 0,55 г/т (при Pd/Pt > 5:1)². В благороднометалльно-сульфидно-селенидных прожилково-вкрапленных рудах содержание платиноидов варьирует: Pd – 1–10 г/т (в отдельных сечениях – 150–400 г/т на мощность 0,5–0,7 м), Pt – 0,001–1,5 г/т (в отдельных сечениях 25–30 г/т на мощность 0,5 м), Rh – 0,01–0,6 г/т; величина Pd/Pt \geq 5:1. Золото присутствует в количестве 0,01–2 г/т, достигая 250 г/т (на мощность 0,35–0,50 м), серебро – в количестве 5–150 г/т (в отдельных сечениях 1,0–1,5 кг/т на мощность 0,6 м).

Группа благородных металлов (Pd, Pt, Au, Ag) диагностирована в сульфидных, селеносульфидных, сульфоселенидных и селенидных Pb, Bi и Cu, а Au, Ag и Bi, кроме того, в самородном виде. Селениды имеют гетерогенное строение и содержат палладий-висмутовую минерализацию. Установлены три типа соединений палладия и висмута: интерметаллический, сульфоселенидный и селеносульфидный [14, 15 и др.]. Первый из них представлен поляритом и фрудитом. Сульфоселениды и селеносульфиды имеют сложный переменный состав, наблюдаются в тесной ассоциации

² Содержание ЭПГ, золота и серебра определено в ВСЕГЕИ (аналитик Н.Ю. Бунакова); внешний контроль выполнен в Опытной-методической экспедиции СЗГП и Тульском филиале ЦНИГРИ.

друг с другом и, как правило, приурочены к периферическим частям зерен селенида свинца (клаусталита).

Уран присутствует во всех типах руд (см. рисунок, Б), обычно в форме настурана и коффинита, реже браннерита. Кроме того, уран отмечается в вафертите, тьюмуните, карнотите, болтвудите и в ряде других минералов.

Радиологический возраст первичных генераций настурана, селенидов свинца и висмута составляет 1770–1730 млн лет. Время преобразования и концентрации оруденения определяется значениями 900 ± 100 , 270 ± 30 млн лет (по данным С.А. Никитина, эти данные наиболее характерны для селенидов свинца и висмута с платиноидами) и 150 ± 100 млн лет [10], что может свидетельствовать о прерывисто-полихронном характере комплексного оруденения онежского типа.

Прогнозные ресурсы пентаокси ванадия в комплексных месторождениях Онежского рудного района составляют около 600 тыс т, что позволяет отнести эти месторождения к классу крупных [10]. На ванадий в комплексных рудах приходится до 80% их общей стоимости. Прогнозные ресурсы платиноидов и золота, по предварительным данным, оценены как соответствующие месторождениям среднего–малого масштаба. Доля ЭПГ в балансе руд близка к 10%. По запасам урана месторождения Онежского рудного района относятся к малым.

Прогнозные ресурсы платиноидов в месторождениях онежского типа, прогнозируемых в Южно-Варзугском и Южно-Куолярвинском потенциально рудных районах, по данным экспертной оценки, отвечают месторождениям среднего–малого масштаба.

Приведенные данные, с нашей точки зрения, подтверждают, что сопутствующая платинометальная минерализация в комплексных месторождениях онежского типа в Карело-Кольского регионе, несомненно, представляет большую практическую ценность, особенно при нахождении этих месторождений в экономических освоенных районах.

Л и т е р а т у р а

1. Билибина Т.В., Казанский В.И., Лаверов Н.П. Основные типы рудоносных структур докембрия // *Металлогения раннего докембрия СССР*. Л.: Наука, 1984. С. 14–32.
2. Билибина Т.В., Мельников Е.К., Савицкий А.В. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии // *Геология руд. месторождений*. 1991. Т. 33, № 6. С. 3–13.
3. Билибина Т.В., Савицкий А.В., Титов В.В. Связь металлогении докембрийских регионов с эволюцией вещества земной коры // *Эволюция рудообразования*: Докл. XXVIII Междунар. геол. конгр. М.: ВИЭМС, 1989. С. 31–40.
4. Блоковая тектоника и перспективы рудности северо-запада Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 137 с.
5. Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.
6. Гурская Л.И. Платиновая металлоносность северо-запада СССР // *Разведка и охрана недр*. 1982. № 4. С. 32–27.
7. Гурская Л.И. Металлы платиновой группы // *Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые*. Л.: Наука, 1986. С. 469–498.
8. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 230 с.
9. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л.: Наука, 1982. 280 с.
10. Мельников Е.К., Петров Ю.В., Савицкий А.В. Новый район с месторождениями богатых

комплексных (V, U, Pd, Au) руд в Южной Карелии // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 15–19.

11. Металлогеническая карта Карело-Кольского региона. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
12. Металлогения шунгитсодержащих и шунгитовых пород Онежской мульды // Материалы по металлогении Карелии. Петрозаводск: ИГ Карел. фил. АН СССР, 1987. 172 с.
13. *Негрусца В.З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
14. *Полеховский Ю.С., Волошин А.В.* Новые природные системы платиноидов в метасоматитах Южной Карелии // ДАН СССР. 1990. Т. 315, № 3. С. 700–703.
15. *Полеховский Ю.С., Тарасова И.Н., Роман Н.А.* и др. Новая палладий-висмутная минерализация в метасоматитах Онежского прогиба // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989. С. 24–26.
16. Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1989. 159 с.
17. *Рундквист Д.В., Гурская Л.И.* Новые перспективные типы платинометаллового оруденения // Очерки металлогении. Тбилиси: Мецниереба, 1986. С. 119–138.
18. *Савицкий А.В., Билибина Т.В., Кондаков С.Н.* и др. Пространственно-временные закономерности размещения докембрийских редкометалльных метасоматитов на Балтийском щите // Метасоматические процессы в докембрийских толщах. СПб.: Наука, 1991. С. 64–71.

УДК 549.27:553.068.3

А.Г. Мочалов

МИНЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ РОССЫПЕЙ ПЛАТИНОИДОВ (ОСНОВА ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА)

Минералого-геохимический принцип классификации россыпей имеет универсальный характер [19], так как он, с одной стороны, указывает на вещественное содержание полезного компонента, с другой – отражает формационный тип россыпеобразующего коренного источника. Отличительной особенностью минералого-геохимического принципа является возможность проводить перспективную оценку россыпей по исследованию типоморфных особенностей "шлихового полезного компонента". Эта статья продолжает цикл исследований по разработке минералого-геохимических типов россыпей платиноидов [10, 11, 16 и др.].

Детальные исследования минералогии платиноидов россыпей России с учетом литературных данных ранее позволили сгруппировать все известные россыпные проявления в четыре минералого-геохимических типа: рутениридосминовый, рутенплатосмиридовый, иридисто-платиновый и платиновый (табл. 1). Каждый из этих типов характеризуется: 1) набором определенных минеральных видов платиноидов и включенных в них окислов, силикатов и сульфидов; 2) содержанием главных, второстепенных и примесных минералообразующих элементов минералов

©А.Г. Мочалов, 1994

Таблица 1

Минералы "шлиховой платины" минералого-геохимических типов россыпей платиноидов

Минерал		Минералого-геохимический тип				
вид, разновидность	химическая формула	рутенирид-осминовый	рутенплат-осмиридовый	иридисто-платиновый	иридосминовый	платиновый
1	2	3	4	5	6	7
Осмий самородный	Os	ИИВ	В	В	ИИ	
Иридосмин	(Os, Ir)	ИИИАВ	АА	АВВ	ИИИ	И
Рутениридосмин	(Os, Ir, Ru)	ИИИА	ИААА			
Т.р. Ru, Ir, Os, Pt	(Ru, Ir, Os, Pt)		А			
Осмирид	(Ir, Os)	ИИА	А	ВВ		
Т.р. Ir, Os, Pt	(Ir, Os, Pt)	В	ААА	В		
Т.р. Pt, Ru, Ir, Os	(Pt, Ru, Ir, Os)		ААА			
Платина самородная	Pt					ИИИА
Изоферроплатина	Pt ₃ Fe	ИИАВ	ИИАВ	ИИИА	ИИ	ИИИА
Тетраферроплатина	PtFe	АВ	В	В		
Туламинит	Pt ₂ FeCu	В	В	В		
Сперилит	PtAs ₂		В	И		ИИИА
Эрликманит	OsS ₂	В	В	В		
Лаурит	RuS ₂	ИВ	В	ИВ		
Куперит	PtS		В	В		ИИ
Брэггит	(Pt, Pd)S					ИВ
Купроиридсит	CuIr ₂ S ₄			В		
Купородсит	CuRh ₂ S ₄			В		
Маланит	CuPt ₂ S ₄			В		
Инаглиит	Cu ₃ PbIr ₈ S ₁₆			В		
Кондерит	Cu ₃ PbRh ₈ S ₁₆			В		
Ирарсит	IrAsS	В	В	В		
Холлингвортит	RhAsS		В	В		
Гидросмирит	(Ir, Os, Ru, Pt)O(OH)·nH ₂ O	А		В		
Хромпикотит	(Mg, Fe)(Cr, Al) ₂ O ₄	АВ				
Магнохромит	(Mg, Fe)Cr ₂ O ₄	АВ	ААВ			
Феррихромпикотит	(Mg, Fe)(Cr, Al, Fe) ₂ O ₄			ААВВ		
Магноферрихромит	(Mg, Fe)(Cr, Fe) ₂ O ₄			ААВВ	А	
Магнетит	FeFe ₂ O ₄		В	В		В
Форстерит	Mg ₂ SiO ₄	АВ	АВ	АВ	А	
Энстатит	Mg ₂ Si ₂ O ₆	АВ				
Диопсид	CaMgSi ₂ O ₆	В	В	АВ		В
Тремолит	Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	В	В			
Роговая обманка	NaCa ₂ (Mg, Fe) ₄ (Al, Fe)Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂			В		В
Флогопит	KMg ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂			В		
Хлорит	Mg ₄ Al ₂ Si ₂ O ₁₀ (OH) ₄	В		В		
Серпентин	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	АВ	В	В		
Кластогенные минералы		АА	А			

Примечание. Т.р. – твердый раствор; И – индивиды, мономинеральные агрегаты; А – полиминеральные агрегаты; В – микровключения в индивидах и агрегатах. Распространенность минералов: ИИИ, ААА – 10–100 мас.%; ИИ, АА, ВВ – 1–10 мас.%; И, А, В – 0,01–1 мас.%. Кластогенные минералы – обломки кварца, полевых шпатов, слюдистых минералов, сцементированных глинистым и карбонатным материалом. Минералого-геохимические типы россыпей в зернах "шлиховой платины" содержат следующие единичные включения минералов. 1. Рутениридосминовый: (Os, Ru); (Os, Ir, Ru, Fe); рутений самородный; (Ru, Os); (Ru, Ir); (Ru, Pt); (Ru, Fe); иридий самородный; (Ir, Ru); (Ir, Os, Ru); (Ir, Rh); (Ir, Os, Pt, Ru); (Ir, Ru, Pt, Fe); (Ir, Ni, Pt); (Ir, Fe, Ni, Pt); (Pt, Ru, Ir, Os); (Pt, Ru, Fe, Ir, Rh); (Pt, Ir, Fe, Ni); ферроникельплатина; Pt(Ni, Fe); хонгшит; PtCu₃; Pt(Cu, Fe, Ni)₃; (Pd, Rh)₂NiTe₂; Pd₄Ni₄Te₅; RhPdAs; сперрилит; кашинит; прассоит; купроиридсит; маланит; (Ni, Fe, Cu)₄Ir₂S₇; (Ni, Fe, Cu)₄Rh₂S₇; осарсит; руарсит; холлингвортит; толовкит; хромит; (Mg, Ni)₂SiO₄. 2. Рутенплатосмиридовый: (Os, Ru); (Os, Ir, Ru, Fe); рутений самородный; (Ru, Os); (Ru, Ir); (Ru, Pt); (Ru, Fe); (Ru, Ir, Pt, Os, Cu); (Ru, Ir, Os, Pt, Ni); иридий самородный; (Ir, Ru); (Ir, Os, Ru); (Ir, Os, Pt, Ru); платина самородная; ферроникельплатина; хонгшит; Rh₃As₂; черепановит; RhNiAs; купроиридсит; эпидот-цоизит, гроссуляр. 3. Иридисто-платиновый: рутениридосмин; иридий самородный; (Ir, Pt); (Ir, Os, Pt, Ru); (Pt, Ru, Ir, Os); хонгшит; Pt(Cu, Sn); (Pt, Pd)(Bi, Sb); инсизваит; Pd(Cu, Zn); звягинцевит; Pd₁₁Te₄; изомертит; мертиит I; стилдуотерит; гуанглинит; палладоарсенид; (Au, Pt)Cu; (Os, Ir, Pt, Cu, Fe)₃S₂; кашинит; боуит; (Os, Ir, Ot, Rh)₅(Cu, Fe)₄S₄; Pd₇Cu₂S₄; (Fe, Cu)Ir₂S₄; (Fe, Cu)Rh₂S₄; Ir₅PbS₁₀; (Fe, Ni, Cu)₄Ir₂S₇; (Fe, Ni, Cu)₄Rh₂S₇; платарсит; (Rh, Fe)O(OH)·nH₂O?; (Pt, Pd, Bi)O(OH)·nH₂O?; PdO(OH)·nH₂O?; (Fe, Ir, Rh, Pt)O(OH)·nH₂O?; эгирин-диопсид; биотит; альбит; калиевый полевой шпат. 4. Платиновый: осмий самородный; иридий самородный; осмирид; Ir₂Os₂As; Rh₂As; Rh₃As₂; RhPdAs; лаурит; кашинит; ирарсит; халькопирит; биотит; гроссуляр-андрадит; альмандин; эпидот-цоизит; кварц; калиевый полевой шпат; альбит. В химических формулах минералов указаны элементы с содержанием более 10 ат.%. Таблица составлена по данным автора с использованием материалов А.П. Лихачева и др. [8], Е.А. Балмасовой и Л.С. Смольской [1] по иридосминовому типу.

платиноидов и включений хромшпинелидов; 3) морфоструктурными особенностями индивидов и агрегатов минералов платиноидов; 4) онтогенной минералогии россыпей в пределах Гулинского щелочно-ультраосновного массива [1, 8] позволяют выделить еще один минералого-геохимический тип – иридосминовый (см. табл. 1).

Следует отметить, что в ряде случаев россыпи платиноидов могут состоять из минералов, относящихся к двум или даже трем минералого-геохимическим типам. Это обстоятельство обусловлено в первую очередь совмещением в пространстве различных коренных источников или особенностью их геологического строения.

Немаловажную роль в распределении и удалении от коренного источника платиноидных россыпей всех типов играют промежуточные коллекторы [2, 9, 12, 15, 18], о чем свидетельствуют часто встречаемые кластогенные новообразования вторичных минералов (см. табл. 1) вокруг зерен "шлиховой платины" и в их интерстициях.

Собственно промышленные россыпи образуют иридисто-платиновый тип, редко рутениридосминовый и иридосминовый (?) типы, в то время как платосмиридовый и платиновый типы пока имеют попутное значение. В пределах иридисто-платинового и рутениридосминового типов существуют ряды, крайними членами которых являются, с одной стороны, уникальные россыпные месторождения, а с другой – проявления, имеющие лишь минералогический интерес. Исследования "шлиховой платины" россыпей указанных рядов показали, что каждый их член отличается различной распространенностью и вариациями химического состава видов и индивидов минералов платиноидов, окислов и силикатов, а также морфоструктурными особенностями их кристаллов и агрегатов. В связи с этим представляется, что характерные особенности минералогии "шлиховой платины" рядов минералого-геохимических типов россыпей являются критериями их развития.

Рутениридосминовый тип детально исследован на примере разнопродуктивных россыпей притоков рек Хатырка и Кэнкэрэн и многочисленных россыпных проявлений Корякского нагорья [11, 12, 14, 18 и др.]. Этот тип образует минеральный ряд, характеризующийся относительным распределением интерметаллидов платины, железа, меди и никеля (см. табл. 1) [14] среди зерен гексагональных и кубических твердых растворов осмия, иридия и рутения. Наиболее промышленно значимые россыпи рутениридосминового типа содержат незначительное количество интерметаллидов платины и железа.

Особенностью россыпных проявлений рутениридосминового типа является наличие широких вариаций химического состава главных минералов – гексагональных твердых растворов осмия, иридия и рутения [11]. Такая особенность отражает акцессорный характер их распределения в коренном источнике. Этот вывод не противоречит составу единичных включений хромшпинелидов в рутениридосминах, соответствующих хромликопиту (см. табл. 1). Состав хромликопита аналогичен акцессориям дунит-гарцбургитовых серий альпинотипных ультрамафитов развитых островных дуг [3, 4, 17]. С увеличением в россыпях доли

интерметаллидов платины и железа параллельно возрастает содержание включений хромшпинелидов, состав которых преимущественно магнхромитовый (см. табл. 1).

Для ряда этого типа характерно изменение морфоструктурных особенностей зерен минералов платиноидов. Так, при снижении россыпеобразующего потенциала уменьшается разнообразие форм зерен гексагональных твердых растворов от совокупности неправильных (ксеноморфных) выделений с разнообразными кристаллическими индивидами [6] до однообразных пластинчатых, изометричных в плане образований [14]. В этом же направлении меняется характер сростков интерметаллидов платины и железа с рутениридосмином от редких, кристаллически выраженных эпи- и синтаксиальных сростаний [11] до распространенных полиминеральных агрегатов неправильной формы и уменьшается размер зерен гексагональных твердых растворов осмия, иридия и рутения.

Судя по распространенности сульфидов в "шлиховой платине" рутениридосминового минералого-геохимического типа, россыпеобразующий потенциал возрастает при низкой концентрации серы в коренных источниках – альпинотипных ультрамафитах [11].

Таким образом, перспективность россыпных проявлений рутениридосминового минералого-геохимического типа снижается с увеличением в "шлиховой платине" доли интерметаллидов платины и железа, магнхромита и сульфидов. Это свидетельствует о том, что обширная мобилизация рудных минералов в дунит-гарцбургитовых сериях является неблагоприятным фактором для их россыпеобразующего потенциала. Вероятно, множественность рудопроявлений хромшпинелидов, сульфидов и интерметаллидов платины приводит к рассеиванию осмия, иридия и рутения, что затрудняет кристаллизацию россыпеобразующих выделений твердых растворов этих элементов.

Иридисто-платиновый минералого-геохимический тип имеет собственно платиновую специализацию за счет преимущественного развития изоферроплатины (см. табл. 1). Все остальные второстепенные и редкие минералы платиноидов сконцентрированы в виде включений внутри зерен изоферроплатины. Представители россыпей этого типа несколько различаются по содержанию включений иридосмина и платосмирида. По распространенности этих минералов-включений в изоферроплатине выделяются осмиевый (аллювиальные и прибрежно-морские россыпи о-ва Феклистова, Золотогорского и Вывенского [7] районов Корякского нагорья и др.) и иридиевый минеральные ряды. В последнем обнаружены самые крупные россыпные месторождения иридисто-платинового типа – Нижне-Тагильское и Кондерское.

Примером иридиевого минерального ряда иридисто-платинового минералого-геохимического типа являются россыпи рек Кондер, Инагли, Чад и россыпного проявления р. Дарья Алданского нагорья [15, 16], генетически связанные с концентрически-зональными щелочно-ультраосновными массивами [5].

"Шлиховая платина" иридиевого минерального ряда в основном представлена ксеноморфными комковидными зернами, которые иногда дости-

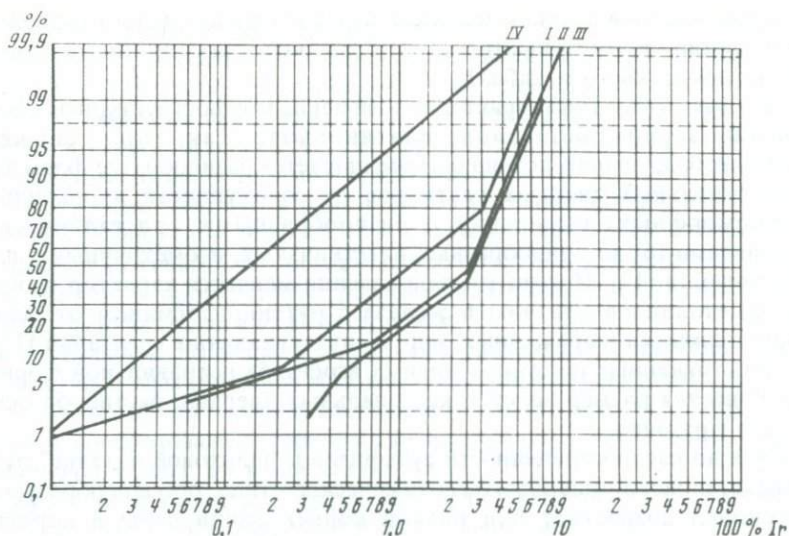


Рис. 1. Распределение иридия в зернах изоферроплатины россыпей иридиевого минерального ряда иридино-платинового минерало-геохимического типа

I-IV - россыпи (n - число анализов): I - р. Кондер ($n = 750$), II - р. Инагли ($n = 160$), III - р. Чад ($n = 320$), IV - р. Дарья ($n = 80$)

гают размера самородков [15]. Кристаллические индивиды изоферроплатины в виде мелких кристаллов кубического облика или их двойников прорастания по шпинелевому закону встречаются редко. С уменьшением продуктивности россыпи доля фракции крупных зерен "шлиховой платины" падает, а относительная встречаемость кубических кристаллов увеличивается. В этом же направлении уменьшается количество включений хромшпинелидов в зернах "шлиховой платины". Состав хромшпинелидов соответствует феррихромпикотиту-магноферрихромиту (см. табл. 1). Наиболее распространены составы с повышенным содержанием магнохромитового минала, меньше - магнетитового минала. Повышенные содержания магнохромитового минала характерны для аксессуарных и рудных хромшпинелидов магнезиальных дунитов.

Изоферроплатина всех россыпей этого ряда отличается устойчивым составом главных минералообразующих элементов платины и железа, близким к стехиометрии. В то же время наблюдаются вариации содержания элементов-примесей [13]. Наиболее показательное распределение в изоферроплатине иридия, для россыпей рек Кондер, Инагли и Чад оно характеризуется тремя логнормальными типами (рис. 1): 1 - малоиридийным ($Ir < 0,5$ мас. %); 2 - среднеиридийным; 3 - высокоиридийным ($Ir > 2,5$ мас. %). Промышленная значимость россыпей коррелируется с содержаниями среднеиридийной изоферроплатины. В проявлении р. Дарья для иридия в изоферроплатине характерен малоиридийный тип логнормального распределения (см. рис. 1). Здесь содержание среднеиридийной изоферроплатины составляет менее 20% всех зерен "шлиховой платины" (см. рис. 1).

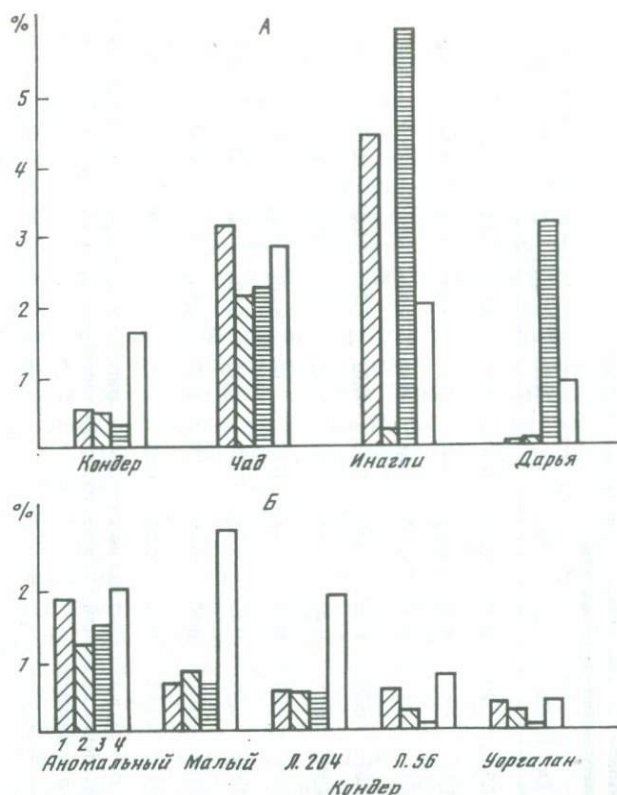


Рис. 2. Содержание включений кубических твердых растворов иридия, осмия и платины (1), гексагональных твердых растворов осмия и иридия (2), халькогенидов платиноидов (3), силикатов и окислов (4) в зернах изоферроплатины россыпей иридиевого минерального ряда иридино-платинового минералого-геохимического типа

А – россыпи рек Кондер, Чад, Инагли, Дарья; Б – россыпи р. Кондер: руч. Аномальный (водоток 2 порядка, плотик – эндоконтактная зона дунитов и клинопироксенитов); руч. Малый (водоток 1 порядка, плотик – магнезиальные хромитоносные дуниты); л. 204 (водоток 4 порядка, плотик – ультрамафиты щелочно-ультраосновного массива Кондер); л. 56 (водоток 4 порядка, удален от щелочно-ультраосновного массива Кондер на 12 км); р. Ургалан (водоток 5 порядка, удален от щелочно-ультраосновного массива Кондер на 25 км)

В зернах изоферроплатины состав включений гексагональных и кубических твердых растворов осмия и иридия относительно стабильный (см. табл. 1). Их содержание несколько повышается в россыпях рек Кондер, Инагли и Чад и уменьшается в проявлении р. Дарья (рис. 2, А). Кубические твердые растворы иридия и осмия в основном рассредоточены в высокоиридной изоферроплатине.

Содержание включений сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов в изоферроплатине (см. табл. 1) незначительное и составляет в россыпях рек Кондер, Чад, Инагли и Дарья соответственно 0,32, 2,27, 5,92 и 3,18 мас.% (см. рис. 2, А). Следует отметить, что в россыпном проявлении

Таблица 2

Средний химический состав "шлиховой платины" (в мас. %) россыпей р. Кондер
(по данным минералогического анализа)

Водоток	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Cu	Ni	Fe	S	As	Др.
Руч. Аномальный, приток р. Кондер	81,99	3,52	1,93	0,29	0,54	0,36	0,72	0,07	8,11	0,40	0,05	2,02
Руч. Малый, приток р. Кондер	83,18	2,12	1,14	0,18	0,48	0,49	0,69	0,18	8,43	0,14	0,08	2,84
Притоки 1–3 порядков верховьев р. Кондер	82,08	2,71	1,34	0,16	0,63	0,37	0,66	0,19	9,01	0,12	0,07	2,66
Верховье р. Кондер, л. 216–160	84,10	2,41	0,87	0,12	0,62	0,35	0,63	0,12	8,72	0,09	0,06	1,91
Среднее течение р. Кондер, л. 108	85,96	1,93	0,59	0,05	0,47	0,33	0,68	0,12	8,64	0,02	0,02	1,17
Среднее течение р. Кондер, л. 56	86,14	1,90	0,73	0,08	0,43	0,39	0,69	0,12	8,46	0,02	0,01	1,03
Низовье р. Кондер, л. 32	86,57	1,32	0,54	0,06	0,49	0,45	0,79	0,15	8,89	0,02	0,02	0,65
Р. Уоргалан, л. 180	86,30	1,41	0,61	0,07	0,50	0,45	0,79	0,17	8,86	0,02	0,01	0,83
Р. Кондер, л. 216-16 и притоки	84,84	2,03	0,77	0,12	0,54	0,39	0,69	0,13	8,73	0,06	0,04	1,62

Примечание. Др. – элементы петрогенных минералов (силикаты, окислы и др.). Составы рассчитаны по оригинальной программе, на основании ситовых и минералогических анализов "шлиховой платины", определения ее объемного веса, изучения аншлифов зерен изоферроплатины и микронзондовых определений полного химического состава минералов платиноидов.

р. Дарья в "шлиховой платине" наряду с зернами изоферроплатины широко распространены (до 25% мас.%) кристаллические индивиды сперрилита и куперита, характерные для платинового минералогеохимического типа. В единичных случаях индивиды сперрилита встречаются и в россыпях рек Кондер, Чад и Инагли, их содержание коррелируется с распространением малоиридистой изоферроплатины. Судя по распространению халькогенидов платиноидов, перспективность россыпей иридино-платинового минералогеохимического типа возрастает по мере снижения концентрации этих минералов в "шлиховой платине".

Исследования "шлиховой платины" россыпей водотоков 1–5 порядков р. Кондер показали на достаточную однотипность ее минерального (см. рис. 2,Б) и химического (табл. 2) состава. Относительные расхождения в содержаниях иридия, осмия и рутения и их фаз наблюдаются в россыпях водотоков 1 и 2 порядков, залегающих в эндоконтакте дунитов с пироксенитами, например руч. Аномальный (см. рис. 2,Б). "Шлиховая платина" наиболее удаленных от коренного источника россыпей р. Кондер (см. рис. 2,Б, л. 56, р. Уоргалан) происходит из верхних эрозионных палеоуровней концентрически-зонального щелочно-ультраосновного массива Кондер [15]. Ее химический и минеральный состав (см. табл. 2 и рис. 2,Б) не типичен для "шлиховой платины" россыпей щелочно-ультраосновных массивов Чад и Инагли (см. рис. 1 и 2,А), современный эрозионный срез которых считается меньшим, чем у массива Кондер [5]. Это обстоятельство свидетельствует об относительно своеобразной минерализации платиноидов каждого массива и различном их россыпеобразующем потенциале вне зависимости от степени эрозионного среза.

Таким образом, перспективность россыпных проявлений иридино-платинового минералогеохимического типа снижается с уменьшением в зернах "шлиховой платины" включений хромшпинелидов и доли среднеиридистой изоферроплатины; с увеличением в иридинистой изоферроплатине доли включений твердых растворов осмия и иридия; с распространением в "шлиховой платине" халькогенидов платиноидов. Эти факты свидетельствуют о том, что в дунит-пироксенитовых сериях концентрически-зональных массивов россыпеобразующие выделения платиноидов наиболее широко кристаллизовались в магнезиальных дунитах при обширной сегрегации хромшпинелидов и иридинистой изоферроплатины. При этом изоферроплатина выступает в качестве своеобразного природного королька, в котором концентрируются все остальные платиноиды в виде изоморфных примесей или минеральных включений.

Минеральные ряды минералогеохимических типов россыпей отражают условия формирования россыпеобразующих выделений платиноидов в процессе петрогенезиса ультрамафитов. Критерии развития россыпеобразующих минералов платиноидов будут служить основой локального прогноза россыпных месторождений платиновых металлов и способствовать их поискам и разведкам.

Л и т е р а т у р а

1. Балмасова Е.А., Смольская Л.С. О коренном источнике иридосминово-осмиевой россыпи Гулинского ультраосновного массива // Элементы и минералы платиновой группы в ультрамафических массивах. СПб.: ВСЕГЕИ, 1991. С. 10–11.
2. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Пг.: Рос. АН, 1923. 243 с.
3. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. Акцессорные и рудообразующие хромшпинелиды некоторых дунит-перидотитовых массивов Корякского нагорья // Зам. ВМО. 1986. № 5. С. 567–581.
4. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджан С.А. и др. Особенности состава минералов платиноидов в зависимости от геодинамических обстановок формирования офиолитовых ассоциаций // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1990. С. 53–58.
5. Ельянов А.А., Моралев В.М. Глубины формирования и эрозийного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Геология руд. месторождений. 1972. № 5. С. 32–40.
6. Жерновский И.В., Мочалов А.Г. Новые данные о морфогенезе минеральных индивидов гексагональных твердых растворов осмия, рутения и иридия из ультрамафитов // ДАН СССР. 1991. Т. 319, № 6. С. 1424–1427.
7. Кутыев Ф.Ш., Сидоров Е.Г., Резниченко В.С., Семенов В.Л. Новые данные о платиноидах в зональных ультрамафитовых массивах юга Корякского нагорья // Там же. Т. 317, № 6. С. 1458–1461.
8. Лихачев А.П., Криченко В.Т., Лопатин Г.Г. и др. К особенностям платиноносности массивов щелочно-ультраосновной формации // Зап. ВМО. 1987. № 1. С. 122–125.
9. Мочалов А.Г. Отражение этапов экзогенного преобразования ультрабазитовых массивов в истории формирования современных платиноносных россыпей // Геология и тектоника рудоносных регионов Якутии. Якутск: ЯГУ, 1979. С. 63–71.
10. Мочалов А.Г. Систематика россыпной платиноносности Дальнего Востока СССР // Магматизм и металлогения Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 117–119.
11. Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. Минералогия платиноидов альпинотипных ультрамафитов // Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 144–167.
12. Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. Россыпи рутениридосминового типа Корякского нагорья // Россыпи складчатых (орогенных) областей: Тез. докл. (VIII Всесоюз. совещ. по россыпям). Бишкек: ИГ Кирг. АН, 1991. С. 80–82.
13. Мочалов А.Г., Жерновский И.В., Дмитренко Г.Г. Состав и распространенность самородных минералов платины и железа в ультрамафитах // Геология руд. месторождений. 1988. № 5. С. 47–58.
14. Мочалов А.Г., Прейс В.К., Иванова С.И. Платиновые минералы и самородное золото в четвертичных отложениях Корякско-Камчатской области // Тихоокеан. геология. 1983. № 5. С. 101–107.
15. Мочалов А.Г., Хорошилова Т.С., Сахьянов Л.О. Россыпи иридисто-платинового типа Алданского нагорья // Россыпи складчатых (орогенных) областей: Тез. докл. (VIII Всесоюз. совещ. по россыпям). Бишкек: ИГ Кирг. АН, 1991. С. 77–79.
16. Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г., Хорошилова Т.С., Сахьянов Л.О. Минералого-геохимические типы россыпей платиноидов и их промышленное значение // Минералогия и геохимия россыпей. М.: Наука, 1991. С. 7–22.
17. Паланджан С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 108 с.
18. Разин Л.В., Мочалов А.Г., Разина Т.П., Чубаров В.М. Минералы платиновых металлов в аллювиальных россыпях одного из районов гипербазитовых массивов (Корякско-Камчатская область) // Геология и геофизика. 1979. № 12. С. 72–79.
19. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1985. 400 с.

А.В. Округин, А.А. Ким

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ
АССОЦИАЦИЙ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ
В РОССЫПЯХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Россыпные проявления платиновых металлов на территории восточной части Сибирской платформы известны давно [1, 2] и изучались многими исследователями [5, 10, 12 и др.]. Полученные в последние годы данные по минералогии платиноносных россыпей Алданского щита, Вилуйской синеклизы и Анабарской антеклизы позволили авторам локализовать ареалы распространения различных типов ассоциаций платиновых металлов, которые по минералого-геохимическим характеристикам отличаются от известных типов платиновых месторождений складчатых областей или других платформенных регионов. По типоморфным особенностям минералов платиновых металлов и геологической позиции распространения их ареалов нами выделены следующие районы россыпной платиноносности: Вилуйский, Анабаро-Оленекский и Сололийский районы с Pt-Rh-Ru(Pd, Os, Ir), Лено-Вилуйский район с Pt(Rh, Ir, Os), Ленский – с Os-Ir-Ru(Pt), Центрально-Алданский – с Pt-Ir-Os(Rh, Ru, Pd) и Южно-Алданский – с Pt(Os, Ir, Pd) типами ассоциации минералов (табл. 1).

Золото-платиноносные россыпи р. Вилуй известны с 1908 г. [4], платиновые минералы там концентрируются в тяжелых фракциях косых и приплотиковых залежей четвертичных отложений в виде мелких зерен (не более 0,5 мм). Платиновые металлы преимущественно представлены железистой платиной, типоморфным признаком которой является высокое содержание родия (табл. 2).

Рентгенометрическими исследованиями установлено, что железистая платина обладает гранецентрированной неупорядоченной решеткой. В небольшом количестве (не более 1%) присутствует рутениридосмин, образующий пластинчатые выделения с гладкой поверхностью, часто имеющие треугольные или шестигранные очертания. Зерна МПМ р. Вилуй отличаются однородным строением, в них лишь в очень редких случаях отмечаются включения сульфидов Ru, Pt, Pd, Fe, Ni, Cu. Малые размеры последних (1–3 мкм) не позволяют провести их диагностику.

Таким образом, ассоциация минералов в россыпях Вилуйского района имеет существенно платиновый состав с ярко выраженной Rh-Ru специализацией при несколько повышенном фоне Pd и низком Ir и Os. По этим особенностям платиноносные проявления бассейна р. Вилуй не имеют аналогов среди существующих типов платиноносных месторождений и россыпей [6–8, 10], что позволяет нам их выделить в новый Pt-Rh-Ru(Pd, Os, Ir) минералого-геохимический тип (вилуйский), характеризующийся простым набором высокородистой железистой платины ассоциирующей с небольшим количеством рутениридосмина. Выделение

Таблица 1

Распространенность платиновых минералов в россыпях Сибирской платформы

Район	Pt	Fe-Pt	Os-Ir	Ir-Os	Ru-Ir-Os	PtAs ₂	(OsRu)S ₂	Прочие
Вилойский	+	+++ (Rh, Ru, Pd)			+			
Анабаро-Оленекский	+	+++ (Rh, Ru, Pd)	+	+	++			
Сололийский	+	+++ (Rh, Ir, Ru, Pd)	+	+	++			
Лено-Вилойский		+++	+		+	+	+	
Ленский		+	++	+	+++ (Pt)	++		
Якутский	+	+++ (Ir, Os, Rh, Ru)	+	++	+	+	+	PtS, тиошпинели
Массив Инагли	+	+++ (Ir, Pd)	++	++		+	+	PtS, тиошпинели, Pd-соединения
Массив Кондер		+++ (Ir, Cu)	+	++		+	+	PtS, тиошпинели
Южно-Алданский	+	++ (Sn)		+		+++	+	(Pt, Pd)S, (Pt, Pd)Sn

Примечание. Распространенность: +++ – основной, ++ – второстепенный, + – редкий; в скобках – основные элементы-примеси.

Таблица 2

Содержание ЭПГ (в %) в железистой платине из россыпей Сибирской платформы

Район, поле	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu
Р. Виллой (n = 152)	$\frac{68-90}{81,0}$	$\frac{0-3,2}{0,4}$	$\frac{0-4,2}{0,6}$	$\frac{0-6,7}{1,3}$	$\frac{0,2-12,1}{4,2}$	$\frac{0-10,3}{1,0}$	$\frac{4,3-15,8}{10,4}$	$\frac{0-2,9}{0,2}$	$\frac{0,1-3,2}{0,5}$
Анабаро- Оленекское междуречье (n = 147)	$\frac{64-90}{82,5}$	$\frac{0-6,4}{0,9}$	$\frac{0-1,9}{0,4}$	$\frac{0-6,9}{1,3}$	$\frac{0,3-17,5}{4,0}$	$\frac{0-9,4}{0,9}$	$\frac{5,2-14,3}{9,9}$	$\frac{0-1,6}{0,2}$	$\frac{0,2-2,8}{0,7}$
Сололийский выступ (n = 85)	$\frac{68-88}{80,5}$	$\frac{0-8,0}{1,3}$	$\frac{0-2,7}{0,5}$	$\frac{0-7,6}{1,6}$	$\frac{0,5-15,0}{4,1}$	$\frac{0-11,2}{1,2}$	$\frac{3,7-13,2}{9,8}$	$\frac{0-0,6}{0,2}$	$\frac{0,1-2,5}{0,8}$
Лено- Виллойское междуречье (n = 57)	$\frac{77-90}{87,3}$	$\frac{0-5,7}{0,6}$	$\frac{0-1,3}{0,3}$	$\frac{0-1,1}{0,2}$	$\frac{0,2-5,5}{0,9}$	сл.	$\frac{4,8-11,9}{9,6}$	$\frac{0-3,3}{0,2}$	$\frac{0,1-1,8}{0,5}$
Массив Кондер (n = 223)	$\frac{75-89}{85,5}$	$\frac{0-10,5}{1,4}$	$\frac{0-3,8}{0,2}$	$\frac{0-0,7}{0,1}$	$\frac{0,3-3,1}{1,1}$	сл.	$\frac{7,5-20,8}{9,8}$	$\frac{0-0,8}{0,2}$	$\frac{0,2-6,5}{1,0}$
Массив Инагли (n = 95)	$\frac{75-89}{84,5}$	$\frac{0-11,6}{2,4}$	$\frac{0-4,2}{0,6}$	$\frac{0-1,1}{0,1}$	$\frac{0,2-3,5}{0,9}$	$\frac{0-4,3}{0,7}$	$\frac{5,4-15,6}{8,6}$	$\frac{0-1,2}{0,2}$	$\frac{0,1-4,5}{0,9}$
Якутский район (n = 83)	$\frac{70-89}{82,4}$	$\frac{0-13,8}{3,5}$	$\frac{0-10,9}{2,5}$	$\frac{0-7,2}{1,0}$	$\frac{0,3-7,9}{2,2}$	$\frac{0-4,1}{0,4}$	$\frac{2,6-11,8}{7,3}$	$\frac{0-1,4}{0,2}$	$\frac{0,1-1,2}{0,5}$

Примечание. В числителе – пределы колебаний, в знаменателе – среднее содержание; n – число порб.

данного типа обосновано не только специфическими особенностями химизма и парагенезиса минералов, но и огромной площадью его распространения и повторяемостью на различных пространственно разобщенных участках востока Сибирской платформы – в бассейне р. Вилюй, на Анабаро-Оленекском междуречье и Сололийском выступе.

На Анабаро-Оленекском междуречье платиновые минералы были установлены в 1966 г. геологами Якутского геологического управления и Института геологии Арктики [12]. В последние годы МПМ нами обнаружены в шлиховых концентратах аллювиальных наносов рек Куойка, Большая Куонамка и Анабар. По морфологии платиновые минералы Анабаро-Оленекского и Вилюйского районов идентичны. Поразительное сходство наблюдается также в химизме минералов группы платины (см. табл. 2). Некоторое различие между этими районами заключается в несколько повышенном содержании в россыпях Анабаро-Оленекского междуречья доли минералов группы осмия, которые составляют в среднем 10% общего количества МПМ. В основном они представлены самостоятельными выделениями рутениридосмина, иногда иридосмина. Очень редко иридосмин фиксируется в виде пластинчатых включений в железистой платине. Установлены также единичные комковидные зерна осмиридия и платинистого рутеносмиридия – минералов группы иридия.

В пределах Сололийского выступа Оленекского поднятия геологами Амакинской экспедиции ПГО "Якутскгеология" в начале 80-х годов была установлена платиноносность аллювиальных отложений бассейнов рек Сололи, Таас-Эйэкиит и Буор-Эйэкиит. Проведенные нами исследования в этом районе показали, что МПМ слагают хорошо окатанные пластинчатые и комковидные зерна размером не более 0,5 мм, основная часть которых относится к железистой платине. По химизму платина очень близка к минералу из россыпей Вилюйского и Анабаро-Оленекского районов (см. табл. 2). Среди второстепенных преобладают минералы группы осмия – иридосмин и рутениридосмин, сложенные мелкими таблитчатыми кристаллами и составляющие не более 5% общего количества МПМ. Иридосмин иногда отмечается в виде ламелл – продуктов структур распада в матрице железистой платины. Редко встречаются комковидные зерна осмиридия, рутеносмиридия, а также осмистого или иридистого рутения. Большое сходство химизма платиновых минералов в пределах Вилюйского, Анабаро-Оленекского и Сололийского районов, расположенных на большом удалении друг от друга, свидетельствует о их связи с однотипными коренными источниками.

Вблизи охарактеризованных районов расположены поля платиноносных россыпей проявлений, имеющие другие минералого-геохимические характеристики. Так, например, на территории Лено-Вилюйского междуречья в аллювиальных отложениях верховьев рек Чыбыда, Тонгуо и Кенкеме платиноиды представлены мелкими (менее 0,3 мм) пластинчатыми и комковидными, хорошо окатанными зёрнами преимущественно железистой платины с низкими содержаниями элементов-примесей (см. табл. 2). Это отличие МПМ из этих проявлений от платины вилюйского типа позволяет предположить для Лено-Вилюйского междуречья существование самостоятельных источников с Pt(Rh, Ir, Os) минерализацией.

На территории южного обрамления Вилюйской синеклизы в аллювиальных отложениях р. Лены и ее притоков часто фиксируются единичные знаки платиновых металлов. Они отмечаются в виде мелких (0,1–0,2, реже до 0,5 мм) окатанных зерен, представленных в основном минералами Os–Ir–Ru состава. Среди них преобладает рутениридосмин, а значительная часть приходится на долю иридиевых минералов. Редко наблюдаются пластинчатые выделения платины и железистой платины с незначительной концентрацией примесных элементов. Часто встречаются округлые мелкие зерна сперрилита. Такой тип минерализации характерен для альпинотипных гипербазитов [7, 8, 11], что предполагает возможную связь платиновых металлов Ленского района с субстратом прилегающей Байкало-Патомской складчатой системы.

Выделение Ленского платиноносного района с Os–Ir–Ru(Pt), самородно-арсенидной ассоциацией, оконтуривающего с южной стороны Вилюйскую синеклизу, имеет важное значение, так как исключает возможную связь вилюйской платины с коренными источниками Байкало-Патомской области и указывает на наличие локального источника для Вилюйского района.

На территории Центрально-Алданского района проявления аллювиальной платины находятся в пределах развития щелочных мафит-ультрамафитовых пород. Платиноидное оруденение зонально-концентрических ультраосновных щелочных пород Алданского щита И.С. Рожковым с соавторами [10] было выделено в виде самостоятельного (алданского) типа.

В россыпи, связанной с массивом Инагли, платиновые минералы встречаются в основном в виде слабо окатанных комковидных и неправильных зерен изоферроплатины размером до 1–3 мм, реже более. В меньшем количестве они имеют кристаллические, преимущественно кубические формы. Изоферроплатина здесь характеризуется высоким содержанием иридия (см. табл. 2), и в ней часто отмечаются субграфические и ксеноморфные выделения осмиридия и платосмиридия, а также таблитчатые включения самородного осмия и иридосмина. Реже в матрице изоферроплатины наряду с протофазными выделениями Os–Ir твердых растворов встречаются мелкие изометричные или правильные кристаллические включения лаурита и эрликманита. Иногда в состав полиминеральных агрегатов входят и другие сульфиды и сульфоарсениды – купроирридсит, купрородсит, инаглиит, ирарсит, холлингвортит и др. Это обычно мелкие неправильные включения. В отдельных пробах присутствуют единичные самостоятельные зерна мертиита, изомертиита и октаэдрические кристаллы сперрилита. В сростании с МПМ и в форме включений установлены хромшпинелиды (40–62% Cr_2O_3), хромсодержащий диопсид, оливин (Fa_5), флогопит, пектолит и апатит.

Аналогичную платиновую минерализацию несет дунит-пироксенитовый массив Кондер. В россыпях этого массива преобладает изоферроплатина, в которой часто встречаются мелкие таблитчатые и тончайшие пластинчатые выделения осмия и иридосмина. В изоферроплатине с повышенным содержанием Ir наблюдаются включения осмиридия и платосмиридия. В изоферроплатине, кроме осмий-иридиевых продуктов

распада, встречаются мельчайшие включения сульфидов лаурит-эрликманитового ряда; тиошпинелей – купроиридсита, купрородсита и маланита; сульфоарсенидов – холингвортита, ирарсита и платарсита, а также сульфидов платиноидов с Cu, Pb, Fe. Редко наблюдаются минералы платины, обогащенные железом (17–20%), в которых фиксируется повышенное содержание меди (2,37–6,55%). Их состав близок к Pt(Fe, Cu). Также редки находки сперрилита, куперита, изомертиита (Pd₅SbAs). Из породообразующих минералов в сростании с МПМ определены преимущественно хромшпинелиды (11–51% Cr₂O₃), хромистый диопсид, авгит, эгирин-авгит, флогопит, биотит, серпентин, вермикулит, хлорит, КПШ, апатит.

По химизму платиновые минералы близки к таковым из массива Инагли (см. табл. 2), но в отличие от последних в россыпях массива Кондер изоферроплатина содержит пониженные концентрации Ir и Os, и в связи с этим в них наблюдается меньшее количество включений Os-Ir продуктов распада, характерно также практическое отсутствие в платине примеси Pd и палладиевых включений. Следовательно, платиновую минерализацию этих массивов можно относить к Pt-Ir-Os(Rh, Ru, Pd) типу ассоциации изоферроплатины и осмий-иридиевых твердых растворов с незначительной примесью сульфидных, сульфоарсенидных и арсенидных фаз. Преобладание пироксена наряду с хромшпинелидом среди минералов, находящихся в тесном сростании с платиновыми металлами, свидетельствует о связи платиноидов не только с хромитсодержащими дунитами и хромитовыми шпирами, но и с магнетитовыми пироксенитами. Это подтверждается наличием сростков с МПМ минералов, характерных для щелочных мафитов (флогопита, пектолита, эгирин-авгита, КПШ и апатита), а также непосредственными находками платиновых минералов в пироксенитах [9].

В Центрально-Алданском районе в пределах Юхтинского, Верхне-Якокутского и Куранахского вулcano-плутонических полей, расположенных в зоне Якокутского глубинного разлома, наблюдается своеобразная ассоциация платиновых минералов в россыпях. Большая часть зерен в этих россыпях сложена полиминеральными агрегатами, состоящими в основном из железистой платины, осмия, иридосмина и рутениридосмина. Мономинеральные индивидулы платиноидов встречаются здесь реже, в виде мелких и редких включений или сростков в МПМ установлены лаурит, эрликманит, купрородсит, купроиридсит, куперит и сперрилит. Из породообразующих минералов в сростании с платиновыми металлами обнаружены хромшпинелид (40–50% Cr₂O₃), хромистый (до 2,6% Cr₂O₃) диопсид, эгирин-авгит, эгирин, флогопит, реже оливин (*Fa*₁₅), а также мелкие включения слабо раскристаллизованного стекла, богатого K, Na, P, Cl, F и другими летучими компонентами. По типохимическим особенностям и парагенезису сопутствующих минералов описанная ассоциация МПМ Якокутского района близка к минерализации Инаглинского массива, но по некоторым признакам они различаются. Железистая платина из вулcano-плутонических полей имеет гранецентрированную неупорядоченную структуру и характеризуется высокими содержаниями Ir, Os, Ru, Rh (см. табл. 2), что, вероятно, свидетельствует о более

близкоповерхностных фациальных условиях их образования, где быстрая кристаллизация не приводит к заметной дифференциации магмы и, следовательно, к разделению платиновых элементов. Все это позволяет предположить связь МПМ с мелкими телами (дайки, силлы, трубки взрыва) щелочных базит-ультрабазитовых пород этого района [3] и выделить данную ассоциацию платиновых минералов в особый подтип (якокутский) в рамках алданского типа. Таким образом, по типоморфным особенностям слагающих минералов платиноносные россыпи алданского типа можно разделить на два подтипа: инаглинский, связанный с интрузивной фацией щелочных мафитовых и ультрамафитовых пород центрального типа, и якокутский, связанный с вулcano-плутоническими комплексами щелочных мафит-ультрамафитов.

На юге Алданского щита, в золотоносных россыпях Верхне-Тимптонского района, с 1914 г. были известны находки платины и сперрилита [1]. Позднее было установлено более широкое развитие ареалов распространения платино-сперрилитовых ассоциаций в аллювиальных отложениях руч. Танграк, правого притока р. Тимптон, и руч. Ытымджа (верховья р. Гонам). Здесь МПМ представлены в основном сперрилитом и в подчиненном количестве платиной и железистой платиной. Характерной особенностью платиновых минералов этих россыпей является низкое содержание элементов-примесей, но часто отмечается примесь Sn (до 0,3%). Широко распространены тесные сростания сперрилита и платины. Установлены единичные зерна масленицковита, бреггита, осмия, иридо-смина, лаурита.

Россыпные проявления Южно-Алданского района распространены в областях развития протерозойских расслоенных ультрамафит-мафитовых комплексов в которых наблюдается прожилково-вкрапленное сульфидное Cu-Ni оруденение. В протолочках пород из этих массивов были отмечены единичные находки осмистого иридия и сперрилита [2], что позволяет предположить возможную сперрилит-платиновую минерализацию данных объектов.

Проведенный анализ показывает, что различные районы отличаются как по ассоциациям, так и по химизму МПМ. Наиболее информативными являются минералы группы платины, так как они имеют высокую изоморфную емкость и поэтому чутко реагируют на изменения физико-химических условий образования, отражая геохимические особенности платиновой минерализации. Наличие россыпных проявлений с различными минералого-геохимическими характеристиками платины на востоке Сибирской платформы обусловлено, по-видимому, присутствием здесь самых разнообразных типов коренных источников.

Ареалы распространения платиновых ассоциаций приурочены к участкам погребенных блоковых поднятий кристаллического фундамента или областям развития докембрийских метаморфизованных базит-ультрабазитовых пород и фанерозойских щелочных мафит-ультрамафитовых комплексов, что позволяет рассматривать их в качестве потенциально платиноносных образований, которые формируются на разных стадиях активизации платформенных структур.

Л и т е р а т у р а

1. *Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи: Обзор месторождений платины вне Урала. Л.: Изд-во АН СССР, 1933. Ч. 5. 240 с.
2. *Габышева Г.А., Ким А.А., Габышев А.В.* Акцессорные самородные металлы в связи с расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузиями на юге Алданского щита // Самородные металлы в изверженных породах. Якутск, 1985. Ч. 1. С. 105–106.
3. *Еремеев Н.В.* Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984. 135 с.
4. *Зверев В.Н.* Условия золотоносности Вилюйского района // Изв. Геол. ком. 1925. Т. 44, № 5. С. 539–562.
5. Золотоносность Вилюйской синеклизы и ее обрамления / Ю.Н. Трушков, Э.Д. Избеков, А.И. Томская, В.И. Тимофеев. Новосибирск: Наука, 1975. 148 с.
6. *Кабри Л.Дж., Налдретт А.Дж.* Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах // Минералогия. М.: Наука, 1984. С. 10–27. (XXVII Междунар. геол. конгр: Доклады; Т. 10).
7. Минералы благородных металлов: Справочник / О.Е. Юшко-Захарова, В.В. Иванов, Л.Н. Соболева и др. М.: Недра, 1986. 272 с.
8. *Мочалов А.Г., Дмитриенко Г.Г.* Минералогия платиноидов альпинотипных ультрамафитов // Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 144–167.
9. *Некрасов И.Я., Иванов В.В., Ленников А.М.* и др. Новые данные о платиноидной минерализации щелочно-ультраосновных концентрически-зональных массивов Дальнего Востока // ДАН СССР. 1991. Т. 320, № 3. С. 705–709.
10. Платина Алданского щита / И.С. Рожков, В.И. Кицул, Л.В. Разин, С.С. Боришанская. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 119 с.
11. *Рудащевский Н.С., Мочалов А.Г., Жданов В.В.* Минеральные парагенезисы ультрамафитов // Зап. ВМО. 1983. № 1. С. 3–13.
12. *Шпунт Б.Р.* Платиновые минералы четвертичных отложений Анабаро-Оленекского междуречья // Геология руд. месторождений. 1970. № 2. С. 123–126.

УДК 553.491(470.324)

Н.М. Чернышов

ПЕРСПЕКТИВЫ ПЛАТИНОНОСНОСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Запасы и выявленные ресурсы элементов платиновой группы зарубежных стран составляют собственно платиновые коренные месторождения, ассоциированные с ультрамафит-мафитовыми комплексами докембрия (Бушвельдский комплекс ЮАР, Великая Дайка в Зимбабве, Стиллуотер и Дулут в США). На долю платиноносных сульфидных Cu-Ni (Канада, Австралия), меднопорфировых и россыпных (Колумбия, США, Эфиопия и др.) месторождений приходится не более 1% запасов и около 3% ресурсов. В России главным промышленно-генетическим типом, определяющим ресурсы и запасы (свыше 95%), по-прежнему остаются сульфидные платино-медно-никелевые месторождения Норильского рудного района. Доля подтвержденных запасов и ресурсов других платинометалльных фор-

мационно-генетических типов, связанных со структурно-вещественными комплексами докембрия и складчатыми структурами фанерозоя, остается незначительной вследствие прежде всего их слабой изученности в отношении платиноносности.

Между тем постоянно возрастающие потребности в ЭПГ, многообразии источников их потребления, значительная роль в валютном запасе государств обусловили интенсивное проведение поисковых работ и, как следствие, выявление в ряде регионов мира новых, в том числе нетрадиционных, платиноносных формаций.

В пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ) выявлено свыше 20 разномасштабных проявлений платинометального оруденения, ассоциированных с дифференцированными ультрамафит-мафитовыми комплексами, сульфидными медно-никелевыми рудами, высокоуглеродистыми вулканогенно-осадочными толщами и их метасоматитами.

Особенности распределения платиноидов в разновозрастных ультрамафит-мафитовых формациях

Анализ распределения платиноидов в различных по возрасту, составу, фациальной и формационной принадлежности ультрамафитовых и мафитовых магматитах (табл. 1) выявляет ряд важных особенностей для перспективной оценки платиноносности ВКМ [13]: 1) пониженные (за исключением пород раннеархейской коматитовой серии) концентрации Pt и Pd в эффузивах по сравнению с интрузивными членами вулканоплутонических ассоциаций; 2) последовательное возрастание роли палладия относительно платины по мере перехода от слабо дифференцированных существенно ультрамафитовых комплексов архея к полнодифференцированным ультрамафит-мафитовым образованиям этапа стабилизации мегаблока ВКМ; 3) устойчиво повышенные (по сравнению с кларковыми) содержания платины и палладия в ультрамафитах и мафитах, сформировавшихся в режиме раннеархейской нуклеократонизации из примитивной слабо дифференцированной мантии (бесединский комплекс), и в пироксенит-троктолитовых сериях никеле- и титаносных дифференцированных интрузивов раннепротерозойского этапа стабилизации (мамонский и смородинский комплексы); 4) последовательное возрастание роли палладия по сравнению с платиной ($Pd/Pt = 0,1-1,4$) по мере перехода от дифференцированных ультрамафитовых тел мамонского типа к ультрамафит-мафитовым дифференцированным расслоенным плутонам (ширяевский и елань-вязовский типы) никеленосной дунит-перидотит-пироксенит-габброноритовой формации. Повышенные содержания ЭПГ установлены в малосульфидных пирроксенитовых и горнблендитовых горизонтах раннеархейской перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (бесединский комплекс; $Pt + Pd = 0,25-1,6$ г/т), троктолитах и анартозитоподобных породах (0,2-1,0 г/т) расслоенных интрузивов мамонского комплекса (2100 - 2060 ± 15 млн лет), троктолитовых габбродолеритах ($Pt + Pd + Rh$ до 1,83 г/т) трапповой формации (смородинский комплекс; 2075 ± 15 млн лет [13]).

Таблица 1

Содержание платины в ультрамафит-мафитовых формациях ВКМ, по [11]

Формация (комплекс, серия, свита)	Породы	n	Pt	Pd	Pd/Pt
			n · 10 ⁻⁴ %		
IV этап прогрессивно стабилизирующейся платформы (2,3–1,8 млрд лет)					
Трашковая (смородинский комплекс, глазуновская серия)	Троктолитовые габбро-долериты	2	1,255	0,008	0,006
	Оливиновые габбро-долериты	4	0,011	0,007	0,79
	Контактные габбро-долериты	1	0,006	0,009	1,62
	Толейтовые базальты	2	0,013	0,009	0,70
Габбро-верлитовая (шукавский комплекс)	Габбро	2	0,016	0,011	0,69
	Перидотиты	2	0,038	0,024	0,63
Габбро-пироксенитовая (волотовский и стойло-николаевский комплексы) и базальт-андезито-липаритовая (оскольская серия)	Габбро, габбро-амфиболиты	2	0,0125	0,008	0,62
	Базальтовый порфирит	2	0,011	0,005	0,46
Ортопироксенит-норит-диоритовая (еланский комплекс)	Нориты	12	0,014	0,020	1,43
Дунит-перидотит-габброноритовая (мамонский комплекс)	Ортопироксениты	2	0,012	0,09	7,50
<i>Елань-вязовский тип</i>					
	Габбронориты	12	0,014	0,01	0,69
	Троктолиты	18	0,020	0,024	1,20
	Оливиновые пироксениты	6	0,016	0,016	1,00
	Плагиоперидотиты	19	0,015	0,017	1,13
<i>Ширяевский тип</i>					
	Габбронориты	5	0,013	0,006	0,46
	Оливиновые пироксениты	1	0,084	0,011	0,13
	Плагиоперидотиты	1	0,015	0,008	0,56
<i>Мамонский тип</i>					
	Оливиновые пироксениты	6	0,066	0,008	0,11
	Перидотиты, серпентиниты	19	0,040	0,010	0,25
	Дуниты, серпентиниты	5	0,09	0,010	0,10
III этап послепаргейской протоактивизации (2,6–2,3 млрд лет)					
Габбровая (рождественский комплекс) и базальт-андезито-риодацитовая (лосевская серия)	Габбро	2	0,024	0,011	0,46
	Базальтовый порфирит	1	0,006	He обн.	–
II этап позднеархейского рифтогенеза (3,0–2,6 млрд лет)					
Дунит-гарцбургитовая (железногорский комплекс) и коматит-базальтовая (михайловская серия)	Перидотиты, серпентиниты	6	0,007	0,012	0,18
	Дуниты, серпентиниты	4	0,003	0,009	0,35
	Базальтовые и пироксенитовые коматиты	3	0,009	0,004	0,47
	Перидотитовые коматиты	2	0,035	0,005	0,13
	Базальты	5	0,004	0,004	1,00
I этап раннеархейской нуклеократонизации (3,5–3,0 млрд лет)					
Габбро-пироксенит-перидотитовая (бесединский комплекс) и коматит(?)–базальтовая серия	Габбронориты	1	0,020	0,012	0,60
	Горнблендиты	1	1,300	0,360	0,28
	Пироксениты	1	0,240	0,015	0,06
	Перидотиты	2	0,170	0,014	0,08
	Базальты	1	0,011	0,005	0,50

Наиболее существенные концентрации ЭПГ связаны с сульфидными медно-никелевыми и существенно никелевыми месторождениями и рудопроявлениями мамонского и еланского типов [10, 11], локализующимися в Воронцовском эпикратонном прогибе Воронежского мегаблока ВКМ (рис. 1).

Мамонский тип включает три месторождения (Нижнемамонское, Подколодновское, Юбилейное) и ряд разномасштабных рудопроявлений (Садовское, Восточно-Садовское, Песковатское, Астаховское, Петровское и др.), в которых промышленное платиноидно-медно-никелевое оруденение ассоциирует с наиболее магнезиальными ($25 < \text{MgO} < 35$) породами (дуниты, перидотиты и их серпентиниты) дифференцированных ультрамафит-мафитовых массивов (возраст (2100–2080) \pm 15 млн лет). В пределах каждого из этих месторождений и рудопроявлений выявлено от 2 до 5 различных по протяженности (350–2200 м) и мощности (1,0–85 м) пласто- и линзообразных зон платиноидно-медно-никелевого оруденения, согласных с внутренним строением крутопадающих (60–75°) интрузивов и не выходящих за их пределы [8, 10].

Распределение главных рудообразующих минералов и содержание Ni, Cu, Co и ЭПГ (табл. 2) в количественно преобладающих ликвационных вкрапленных рудах в значительной мере определяется составом рудовмещающих пород. В сингенетическом ряду дифференциатов: дуниты–гарцбургиты–роговообманковые перидотиты (лерцолиты) – оливиновые пироксениты, заметно снижается количество пентландита, возрастает роль халькопирита и, как следствие, уменьшается содержание Ni (0,96–0,29%) и Co (0,07–0,03%), увеличивается относительное содержание Cu, снижается величина Ni/Cu отношения (3,7–0,7; см. табл. 2).

Ликвационные вкрапленные руды, ассоциирующие с наиболее магнезиальными дифференциатами (дуниты и серпентиниты), характеризуются наиболее высокими концентрациями платины и преобладанием ее над палладием (см. табл. 2). В сульфидном концентрате, полученном из руд этого типа, содержание платины составляет 1,1 г/т, палладия – 0,6 г/т. Сходные величины концентраций ЭПГ свойственны и вкрапленным рудам в перидотитах и пироксенитах (см. табл. 2), однако в этих рудах существенно возрастает роль палладия относительно платины. Наиболее богатые по содержанию никеля и кобальта инъеционные массивные и брекчиевидные руды по концентрации ЭПГ (Pt, Pd, Rh) близки к вмещающим их вкрапленным рудам в дунитах и перидотитах. Вместе с тем в них значительно сокращается содержание платины при одновременном увеличении концентрации палладия и родия ($\text{Pd/Pt} = 26,4$; $\text{Rh/Pt} = 4,5$).

Столь существенное различие в характере распределения ЭПГ в генетически близких ликвационных вкрапленных и инъеционных массивных и брекчиевидных рудах обусловлены [1] прежде всего разделением рудоносного ультрамафитового расплава на две фазы – силикатно-оксидную (включая хромшпинелиды) и сульфидную – на собственно магматическом этапе формирования сингенетических (ликвационных и

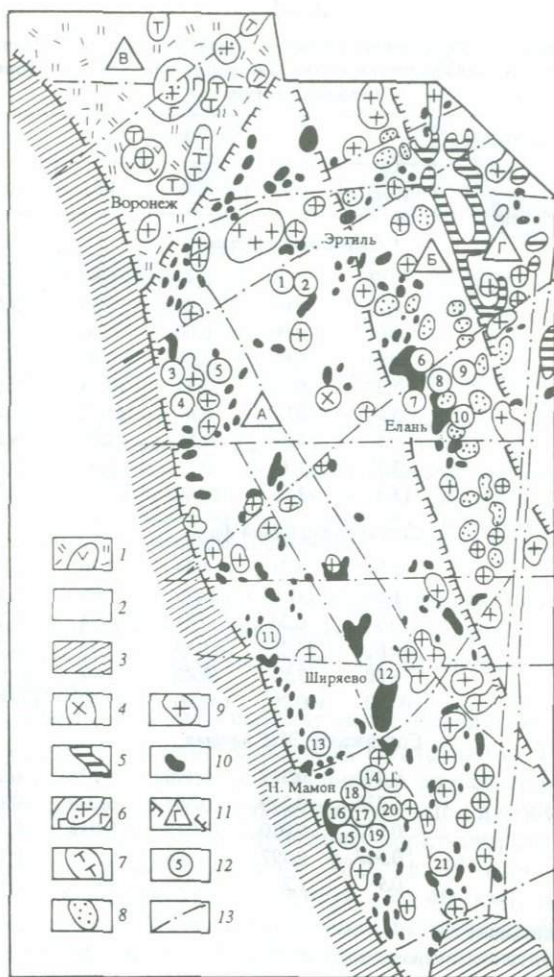


Рис. 1. Схема размещения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Воронежской группы

1-3 – раннепротерозойские стратифицированные метаморфические отложения – вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные: 1 – воронежской свиты, 2 – воронцовской, 3 – лосевской серий; 4-10 – интрузивные комплексы раннего протерозоя: 4 – артюшковский субщелочных и щелочных пород, 5 – новогольский габбро-долеритовый, 6 – ольховский габбро-гранитный, 7 – шукавский габбро-верлитовый, 8 – еланский ортопироксенит-норит-диоритовый, 9 – бобровский гранитоидный, 10 – мамонский ультрамафит-мафитовый; 11 – структурно-формационные и металлогенические зоны (А – Мамонско-Ширяевская, Б – Елань-Волгоградская, В – Шукавско-Воронежская, Г – Новогольско-Жердевская); 12 – месторождения и рудопроявления (1 – Садовское, 2 – Аннинское, 3 – Песковатское, 4 – Астаховское, 5 – Шишовское, 6 – Вязовское, 7 – Абрамовское, 8 – Центральное, 9 – Еланское, 10 – Елкинское, 11 – Петровское, 12 – Ширяевское, 13 – Нижнемамонское, 14 – Артюховское, 15 – Подколлодновское, 16 – Юбилейное, 17 – Северо-Бычковское, 18 – Мартовское, 19 – Коммунское, 20 – Бычковское, 21 – Пионерское); 13 – тектонические нарушения

Таблица 2

Содержание рудообразующих элементов в наиболее распространенных разновидностях руд сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений мамонского типа

Элементы и их отношения	Типы руд					
	1(22)*	2(7)	3(3)	4(5)	5(8)	6(11)
Содержание в рудах						
Ni	0,96	0,76	0,91	0,69	0,29	2,58
Cu	0,26	0,67	1,29	0,50	0,42	0,14
Co	0,07	0,06	0,06	0,06	0,03	0,11
Zn	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—
S	5,33	6,72	7,91	10,64	3,88	20,19
S/Ni	5,6	10,0	8,6	15,4	13,4	7,8
S/(Ni + Cu + Co)	4,1	4,5	3,5	8,0	5,3	7,1
Ni/Cu	3,7	1,1	0,8	1,4	0,7	18,4
Ni/Co	13,3	12,7	15,1	11,5	9,7	23,5
Состав сульфидной фазы						
Ni	6,84	3,71	3,94	3,36	2,84	4,90
Cu	1,85	3,16	5,77	1,95	4,11	0,26
Co	0,51	0,24	0,21	0,24	0,27	0,21
Fe	52,80	55,03	51,19	56,48	54,78	56,63
S	38,00	37,84	38,89	37,97	38,00	38,00
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Содержание ЭПГ в рудах						
Pt	0,271	0,217	0,190	0,205	0,218	0,016
Pd	0,239	0,270	0,305	0,290	0,413	0,423
Rh	0,017	0,010	0,013	0,012	0,050	0,072
Сумма ЭПГ**	0,527	0,497	0,508	0,507	0,681	0,511
	0,9	1,2	1,6	1,4	1,9	26,4

*В скобках – число анализов.

**Os, Ir, Ru в рудах не анализировались.

Примечание. 1–5 – вкрапленные руды: 1 – в серпентинизированных дунитах (Нижнемамонское и Подколдновское месторождения), 2 – в серпентинизированных перидотитах (Нижнемамонское месторождение), 3 – в роговообманковых перидотитах (Юбилейное месторождение и Астаховское рудопроявление), 4 – в роговообманковых гарцбургитах (Юбилейное месторождение), 5 – в оливинowych пироксенитах (Нижнемамонское месторождение); 6 – массивные и брекчиевидные руды (Нижнемамонское и Подколдновское месторождения). Содержание Ni, Co, Cu, S, Fe – в мас.%; Pt, Pd, Rh – в г/т.

инъекционных) руд с перераспределением платиноидов в двух геохимических ассоциациях – сидерофильной (Pt, Cr, Ti, Mn) и существенно халькофильной (Pd, Rh, Cu, Ni, Co). В процессе формирования вкрапленных руд на фоне совместного накопления Pt, Pd и Rh в сульфидных обособлениях часть платины накапливалась в силикатно-оксидной фракции, в частности в хромшпинелидах, характеризующихся существенным обогащением платиной (0,40–0,90 г/т)

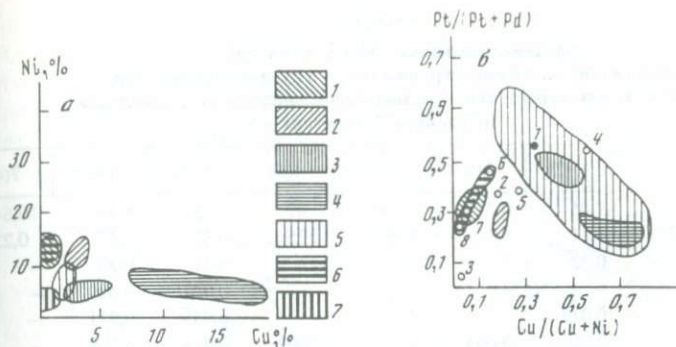


Рис. 2. Положение составов сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд мамонского и еланского типов

a – соотношение в рудах Cu и Ni: 1 – в архейских коматититах; 2 – в коматититах Унгава; 3 – Садбери; 4, 5 – в платобазальтах (4) и габбро (5) по [5]; 6, 7 – руды еланского типа; б – диаграмма $Cu/(Cu+Ni)-Pt/(Pt+Pd)$: 1–4 – руды мамонского типа (цифры на схеме) (1 – вкрапленные в дунитах, 2 – вкрапленные в перидотитах, 3 – массивные, 4 – пятнистые); руды еланского типа (5 – вкрапленные в ортопироксенитах, 6–8 – в норитах: 6 – вкрапленные, 7 – гнездово-прожилковые, 8 – массивные). Величины Ni, Cu, Pt, Pd в 100% сульфидов

относительно Pd (0,15–0,40 г/т) и Rh (0,03–0,15 г/т). Палладий и родий накапливались при этом в отликвировавшемся сульфидном расплаве, что выражено в значительном обогащении этими элементами массивных и брикчиевидных руд.

Еланский тип платиноидно-кобальт-медно-никелевых месторождений (Еланское) и рудопоявлений (Елкинское, Центральное, Троицкое, Новопокровское и др.) ассоциирует с небольшими по размерам (0,3–0,5, реже до 10 км²) и различными по морфологии (кольце-, дугообразными и др.) крутопадающими (60–75°) ортопироксенит-норит-диоритовыми субвулканическими интрузиями (возраст 2020 ± 15 млн лет), которые локализуются в сравнительно узкой (30–40 км), но достаточно протяженной (свыше 700 км) Тамбовско-Волгоградской рифтогенной структуре центральной части Воронцовского эпикратонного прогиба (см. рис. 1). Рудоносные мезо-, лейко- и меланократовые мелко-среднезернистые и порфиroidные амфибол- и кварц-биотитсодержащие нориты характеризуются [3, 9, 10, 12, 13, 16]: 1) высокомагнезиальным составом ортопироксена (Fs_{12-25}) с вростками клинопироксена, крайне ограниченным развитием оливина (Fa_{22-30}), низким содержанием в плагиоклазе анортитового компонента (An_{40-60}), постоянным присутствием высокохромистых цинксодержащих хромшпинелидов; 2) повышенными содержаниями MgO (8,4–17,4%), SiO₂ (53,0–58,7%), щелочей (2,5–4,9%; Na₂O > K₂O), никеля и значительным преобладанием его над медью ($Ni/Cu > 3-8$), легкого изотопа серы (0,2–0,1%, $\delta^{34}S$ от –0,2 до –3,5‰), повышенной хромистостью (Cr_2O_3 – 0,18–0,50%), обогащенностью легкими РЗЭ, невысокими содержаниями ЭПГ (Pt – 0,007, Pd – 0,030 г/т), концентрирующимися преимущественно в сульфидной фракции.

Таблица 3

Средние содержания Ni, Cu, Co (в мас.%)
и металлов платиновой группы (в г/т) в рудах еланского типа
(по отдельным пересечениям рудных зон Еланского месторождения),
по данным [7] и автора

Элементы	1(12)	2(5)	3(41)	4(5)	5(7)	6(10)	7(4)
Ni	1,45	0,87	1,70	7,87	3,15	8,34	10,64
Cu	0,11	0,11	0,20	0,25	0,37	0,47	0,23
Co	0,42	—	—	—	0,27	0,20	—
Ir	—	—	—	—	0,022	0,020	—
Ru	0,012	—	—	—	0,035	0,011	—
Rh	0,003	0,003	—	0,002	0,025	0,008	—
Pt	0,034	0,073	0,058	0,170	0,212	0,147	0,046
Pd	0,058	0,072	0,098	0,360	0,220	0,348	0,160
Pd/Pt	1,7	1,0	1,7	2,1	1,0	2,4	3,5

Примечание. 1–3 – вкрапленные руды: 1 – скв. 8413, 2 – скв. 7819, 7928, 7931, 3 – Восточной зоны, скв. 9112; 4 – брекчиевидные и вкрапленно-прожилковые ("пятнистые") руды,

скв. 7614; 5 – густовкрапленные и массивные руды, скв. 8501; 6, 7 – массивные руды: 6 – скв. 8413, 7 – скв. 7614; прочерк – элемент не анализировался.

Различные по мощности (10–40 м) и протяженности (300–1500 м) зоны сульфидного платиноидно-кобальт-медно-никелевого оруденения сложены вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами с маломощными (0,2–2,5, реже до 5 м) залежами массивных и брекчиевидных и содержат разнообразные по составу (в том числе и оруденелые) ксенолиты. Количественно резко преобладают вкрапленные руды (85–87%). При относительно невысокой доле (12–15%) густовкрапленных, прожилково-вкрапленных и сплошных руд они вместе с тем концентрируют более 1/2 полезных компонентов.

Руды еланского типа имеют специфический минеральный состав [2, 9, 10, 15], значительно отличающий от их руд медно-никелевых месторождений мамонского (рис. 2) и других типов [10]. Они характеризуются низкими содержаниями ЭПГ (табл. 3), что обуславливает малую вероятность нахождения собственных минеральных фаз. Среди этой группы элементов резко преобладают Pd и Pt, на долю которых приходится около 90% суммы платиноидов; Rh, Ru, Ir находятся примерно в равных количествах, но их содержание на порядок ниже концентраций Pt и Pd.

На фоне в целом низкого содержания ЭПГ сравнительно повышенными концентрациями платиноидов отличаются брекчиевидные и более медистые вкрапленно-прожилковые руды (6,66% Ni, 0,23% Cu): Pt – 0,68, Pd – 1,3 г/т; скв. 9734; среднее содержание Pt и Pd (по 5 анализам) – 0,530 г/т, Pd/Pt = 2,1 (см. табл. 3). В массивных рудах максимальные концентрации платиноидов отмечены в наиболее богатых (13,3–14,35% Ni, 0,28–1,17% Cu, 0,25–0,30% Co) рудах: Pt – 0,10–0,38 г/т, Pd – 0,36–1,0, Rh – до 0,03, Ru – до 0,012, Ir – до 0,014 г/т. В этих же рудах в зернах пентландита и халькопирита установлены мелкие изометричные кристаллы, близкие по составу к природному сплаву Pt и Fe, а пирротин заметно обогащен палладием (0,33–0,57 г/т).

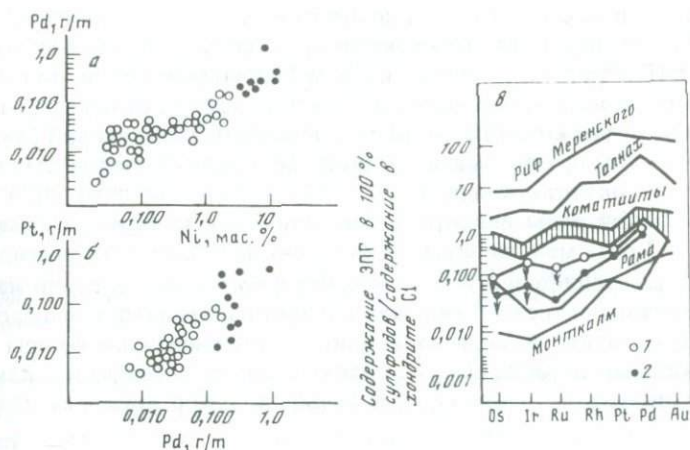


Рис. 3. Распределение элементов группы платины в рудах еланского типа
 а, б – бинарные диаграммы зависимости Ni, Pt, Pd; в – хондрит-нормализованные содержания ЭПГ в рудах различных месторождений в пересчете на 100% сульфидов по [7]; 1 – вкрапленные руды; 2 – массивные руды еланского типа

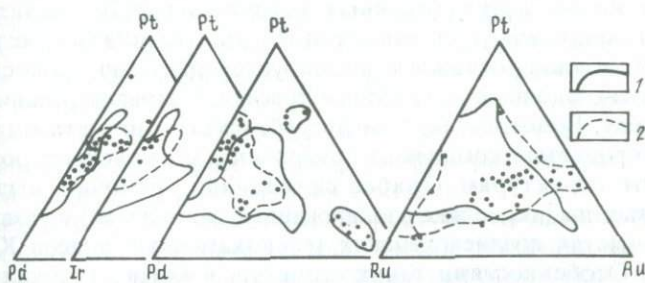


Рис. 4. Соотношение содержаний платины, палладия, иридия, рутения и золота в рудах еланского типа
 1 – поля распределения ЭПГ и золота в сульфидных рудах коматиит-ассоциированных месторождений, по [4]; 2 – поля распределения ЭПГ и золота в рудах Еланского месторождения

Анализ корреляционных связей всей совокупности рудообразующих элементов в различных типах руд выявляет [1, 7, 10] сильную зависимость концентраций Pt, Pd и Ph между собой, а также всей триады платиноидов от Ni, Co, Cu (рис. 3, а, б), что вообще характерно для многих сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений [4, 6 и др.]. Существенное возрастание концентраций этой группы триады ЭПГ (Pt + Pd + Rh – до 2,3 г/т), а также Os (до 0,05–0,08 г/т), Ir (0,01–0,05 г/т) наиболее характерно для руд, обогащенных Ni-Co арсенидами, сульфоарсенидами. Распределение рутения определяется как связью с халькофильными элементами, так и вероятной ассоциацией его с хромшпинелидами с образованием, возможно, собственных минеральных фаз типа лаурита (RuS₂ [7]). Подобный двойственный характер поведения рутения особенно

отчетливо прослеживается на диаграмме соотношений Pt–Pd–Ru, на которой он образует два самостоятельных поля (рис. 4). По соотношению других ЭПГ и золота, а также Ni, Cu руды еланского типа, по существу, целиком располагаются в полях составов, присущих сульфидным медно-никелевым рудам коматиит-ассоциированных месторождений (см. рис. 2, 4). Вместе с тем при несомненном сходстве в распределении главных (Ni, Cu, Co) и сопутствующих (ЭПГ, Au) элементов этих двух типов месторождений руды еланского никеленосного комплекса содержат в среднем в 3 раза меньше платиноидов (см. рис. 3, в), что, по-видимому, объясняется специфическими условиями формирования рудно-магматической системы еланского типа как продукта ассимиляции высокотемпературным коматиитовым расплавом пород континентальной коры [10, 12, 16] с вероятным отторжением от родоначального расплава в докамерных условиях незначительного объема сульфидов, обогащенных платиноидами [7].

Платиноносность черносланцевых комплексов и их метасоматитов

В перспективной оценке потенциальной платиноносности ВКМ и выявлении новых нетрадиционных источников ЭПГ значительный интерес представляет комплексное золото-платинометальное оруденение, ассоциированное с высокоуглеродистыми черносланцами вулканогенно-осадочных толщ (Михайловская, Орловская, Зиновьевско-Мантуровская, Волотовская, Тим-Ястребовская) и их метасоматитами. Высокоуглеродистые комплексы приурочены к нижнепротерозойским складчатым структурам (грабен-синклинали, цепочки вытянутых надразломных впадин, мелкие изолированные синклинали) и развиваются в краевых частях позднеархейских зеленокаменных поясов Курского мегаблока. Особенности таких структур, в которых локализовано золото-платиновое оруденение (например, известное золоторудное проявление Тим-Ястребовской грабен-синклинали), являются [12, 14]: 1) широкое развитие мощных (первые километры) черносланцевых вулканогенно-осадочных толщ (роговская и тимская свиты оскольской серии); 2) интенсивное проявление разнотипных по составу и формационной принадлежности (пикрит-толеит-базальтовая, пироксенит-габбро-диабазовая, базальт-андезит-риодацитовая ± риолиты, габбро-диорит-гранодиоритовая и др.) вулкано-интрузивных, интрузивных и дайковых образований, сопровождающих становление подобных структур и их последующую тектоно-магматическую активизацию; 3) высокая степень интенсивности проявления складчатости и взбросо-надвиговых нарушений, сложный структурный облик разрывных нарушений различных порядков, которые в совокупности с зонами межформационных несогласий и объемного катаклаза выступают в качестве важнейших рудоконтролирующих элементов; 4) преимущественно низкоградиентный тип метаморфизма в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и широкое проявление разнотипных по флюидонасыщенности и

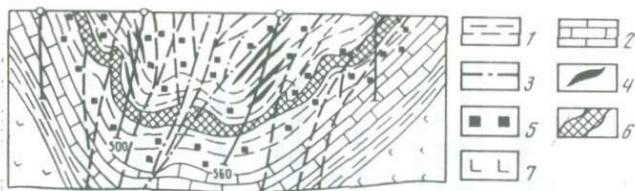


Рис. 5. Модель разреза Луневско-Мальцевской рудоносной толщи нижней подсвиты тимской свиты в пределах Тим-Ястребовской зоны, по [13]

1 – сульфидно-углеродистые сланцы; 2 – карбонатные породы; 3 – разрывные нарушения; 4 – дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров; 5 – сульфидизация; 6 – рудоносный пласт; 7 – спилиты

составу постмагматических процессов, способствовавших формированию различных по минеральным парагенезисам (графитосодержащие, гидрослюдисто-хлоритовые, актинолит-хлорит-гидрослюдистые, флогопит-альбит-доломитовые, карбонатно-сланцевые, эпидот-тремолит-карбонатные, биотит-полевошпатовые и др.) углеродсодержащих метасоматитов, перераспределению и накоплению рудного вещества; 5) широкое развитие в эпигенетически-измененных (альбитизация, карбонатизация, окварцевание, слюдизация и др.) черносланцевых комплексах (нередко обогащенных фосфором) сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит и др.) и сульфоарсенидов; 6) специфическая ассоциация сопутствующих платинометаллому оруденению элементов (Ni, Cu, Co, Mo, Au, Ag, Bi, Zn, As, Sb, Se, Te, V, Ba, Cr) и существенные вариации изотопного состава углерода и серы, выступающих важным геохимическим фактором (барьером) при распределении ЭПГ во флюидонасыщенной рудообразующей системе.

В пределах Тим-Ястребовской структуры комплексное платино-золото-серебряное оруденение локализуется в различных частях разреза вулканогенно-осадочных образований тимской свиты, включающей две подсвиты: а) нижнюю – сланцевую (мощностью 1500–2000 м) с широким развитием (до 50–60%) высокоуглеродистых и сульфидно-углеродистых сланцев и в меньшей мере карбонатных пород, метапесчаников, метадиабазов; б) верхнюю – вулканогенную, в которой мощная толща (более 1500 м) туфов (с прослоями терригенных пород) и покровов лав липаритов, риодацитов, андезитов-дацитов, базальтов, превращенных в различные по составу сланцы, перекрыта вулканитами основного-ультраосновного и реже среднего состава (тремолититы, актинолититы, апопикритовые амфиболиты, альбитизированные андезитов-базальты) с прослоями туфов и углеродистых сланцев.

Наиболее продуктивна нижняя подсвита, в которой платино-золото-серебряное оруденение (Pt – 0,05–1,0 г/т, Pd – 0,02–0,04, Au – 0,8–2,2, реже до 3,9, Ag – 0,5–5,2, иногда до 13–15 г/т) ассоциирует с обогащенными (20–35%) сульфидами высокоуглеродистыми кварц-серицитовыми сланцами, переслаивающимися с углеродистыми карбонатными и тремолит-карбонатными породами и metabазальтами (рис. 5). В составе различных по мощности (от 0,2 до 4–10 м) минерализованных зон, заметно обогащенных Ni (0,08–0,14%), Cu (0,05–0,08%), Co (до 0,01%) и Zn (до 0,15–0,20%), помимо количественно преобладающего пирротина (до 20%

Таблица 4

Геологическая типизация потенциально платиноносных формаций ВКМ

Формационно-генетический тип платинометаллоносного оруденения	Тип потенциально рудоносных формаций (комплексов)	Прогнозируемые площади
Платинометаллоносный литифицированный (россыпной)	Конгломератсодержащие отложения зон стратиграфических несогласий докембрийских и фанерозойских образований	Основания курской, оскольской, воронежской серий и свит; горизонты перекрытия ("спая") докембрия и фанерозоя (совместно с золотом и алмазами)
Платинометаллоносный стратифицированно-осадочный	Стратифицированные углеродсодержащие (с сульфидами) отложения	Углеродсодержащие сланцы в составе воронцовской и оскольской серий
Золото-платиновый в кислых эффузивах зеленокаменных поясов (типа Коронейшен-Хилл, Австралия)	Базальт-риодацитовые (+ риолиты) ассоциации в составе михайловской, посевской и оскольской серий	Площади распространения кислых вулканосубвулканических построек в составе указанных серий с золотым оруденением
Железо-платиновый и осмиевый в ультрамафитах щелочно-ультраосновной формации (алданский тип)	Щелочно-ультраосновная (дубравинский комплекс)	Геоблок КМА, площади распространения дубравинского комплекса
Бессульфидный и малосульфидный платино-палладиевый в такситовых горизонтах дифференцированных габбро-долеритовых (траптовых) интрузивах (верхнеталнахский или стиллуотерский тип)	Траптовая – дифференцированных габбро-долеритовых интрузий (смородинский, новогольский комплекс)	Новогольско-Орловский рифтогенный траптовый пояс
Платино-палладиевый в зонах сульфидного медно-никелевого оруденения в высокомагнезиальных дифференциатах габбро-долеритовых интрузивах (прутовский тип – аналог норильско-талнахского)	То же	То же
Платино-палладиевый в сульфидных никелевых рудах еланского типа	Ортопироксенит-норит-диоритовая (еланский комплекс)	Елань-Елкинский рудный район
Палладий-платиновый в зонах сульфидного медно-никелевого оруденения в ультрамафитах дифференцированных интрузий шукавского комплекса (печенгский тип)	Габбро-верлитовая (шукавский комплекс)	Шукавско-Ольховская зона
Платинометаллоносный (платино-иридиево-осмиевый, железо-платиновый) тип (качканарский) в зонах титаномагнетитовой минерализации в мафитах моховского типа (мамонский, смородинско-новогольский комплексы)	Дунит-перидотит-габброноритовая (мамонский комплекс); габбро-долеритовая (смородинско-новогольский комплекс)	Площади распространения титаноносных мафитов названных комплексов
Платинометаллоносный в ультрамафитах расслоенных плутонов и их дайковой фации (аналог бушвельдско-мончегорского типа)	Дунит-перидотит-габброноритовая (мамонский комплекс)	Площади распространения расслоенных плутонов ширяевского типа
Палладий-платиновый в сульфидных медно-никелевых рудах мамонского типа	То же	Мамонское, Подколдновское месторождения и более 20 рудопроявлений
Платинометаллоносный (платина, палладий, рутений) в зонах хромитового оруденения (с сульфидами) садовского типа	"	Аннинский рудный район
Платинометаллоносный (платина, палладий, рутений, осмий) в зонах сульфидного медно-никелевого оруденения коматиитов (аналог австралийского типа)	Коматиит-базальтовая и дунит-перидотитовая (михайловская серия, железнгорский комплекс)	Белгородско-Михайловский, Крупецко-Криворожский, Орловско-Тимский зеленокаменные пояса (AR ₂)
Железо-платиновый (в ультрамафитах типа Пилабора)	Перидотит-пироксенит-габброноритовая (бесединский комплекс)	Брянский, Курский геоблоки (AR ₁)

суммы рудных минералов), присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит, петландит, магнетит, ильменит, валлериит, кубанит. Платиноиды концентрируются преимущественно в пирротине (Pt – 0,12–4,6, Pd – 0,1–0,27 г/т).

В верхней вулканогенной подсите золото-платиноидное оруденение локализуется как в сульфидизированных углеродистых толщах и их метасоматитах, так и в амфиболитах (Pt – 0,2–0,7, Au – до 0,05 г/т), переслаивающихся с риодацитами, более обогащенными Au (до 0,3 г/т) и Ag (1,1–2,3 г/т).

Формационно-генетическая типизация потенциально платиноносных структурно-вещественных комплексов ВКМ

Сравнительный геолого-структурный и петролого-геохимический анализ показывает, что, помимо упомянутых платинометалльных проявлений, в пределах ВКМ имеются различные по возрасту и составу геологические и магматические формации (черносланцевые комплексы и их метасоматиты лосевской и воронцовской серий, крупные расслоенные габбро-анортозитовые, габбро-долеритовые и дунит-пироксенит-габброноритовые плутоны), с которыми в других, сходных по геодинамическим и эндогенным режимам формирования континентальной коры и ее структурно-вещественным комплексам, докембрийских регионах (Австралия, Канада, ЮАР, Карело-Кольский и др.) связаны разномасштабные платинометалльные месторождения. Геологическая позиция разнотипных по формационно-генетической принадлежности потенциально платиноносных формаций ВКМ отражена в табл. 4, которая рассматривается нами как основа для проведения исследовательских и геолого-разведочных работ и разработки модели металлогенического районирования и оценки потенциала ЭПГ, сосредоточенных в недрах крайне слабо изученного ВКМ.

Л и т е р а т у р а

1. Бочаров В.Л., Плаксенко А.Н., Чернышов Н.М., Исаичкин А.А. Распределение платины и палладия в породах никеленосных интрузий Воронежского кристаллического массива // *Геохимия*. 1985. № 10. С. 1464–1473.
2. Буковщин В.В., Чернышов Н.М. Арсениды и сульфоарсениды медно-никелевых руд Воронежского кристаллического массива // *Зап. ВМО*. 1985. № 3. С. 335–340.
3. Гриненко Л.Н., Чернышов Н.М. Особенности формирования сульфидной никелевой минерализации в норит-диоритовых интрузивах Воронежского кристаллического массива // *Геохимия*. 1988. № 10. С. 1421–1428.
4. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрографические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. 317 с.
5. Налдретт А.Дж. Сульфидные никелевые месторождения: Классификация, состав, генезис // *Генезис рудных месторождений*. М.: Мир, 1984. Т. 2. С. 252–343.
6. Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В. Дистлер, Т.Л. Гроховская, Т.Л. Евстигнеева и др. М.: Наука, 1986. 232 с.
7. Слюняев А.А., Переславец А.В., Исаичкин А.А., Никольская Н.Н. Элементы группы платины в никеленосных норит-диоритовых интрузивах докембрия Воронежского кристаллического массива // *Геология руд. месторождений*. 1991. № 6. С. 37–73.

8. Чернышов Н.М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1971. 312 с.
9. Чернышов Н.М. Новый тип сульфидного медно-никелевого оруденения Воронежского кристаллического массива // Геология руд. месторождений. 1985. № 3. С. 34–45.
10. Чернышов Н.М. Генетические типы месторождений медно-никелевой формации Воронежского кристаллического массива // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 182–190.
11. Чернышов Н.М. Металлогеническое районирование Воронежского кристаллического массива в связи с его никеленосностью // Геология руд. месторождений. 1990. № 3. С. 3–16.
12. Чернышов Н.М. Сульфидно-никелевые рудно-магматические системы (типизация и эволюция) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11. С. 94–106.
13. Чернышов Н.М. О перспективах платиноносности Воронежского кристаллического массива // Геология и генезис месторождений платиновых металлов: Тез. докл. М.: ИГЕМ РАН, 1992. С. 11–12.
14. Чернышов Н.М., Мясинкин В.И. О золотоносности раннедокембрийских зеленокаменных структур КМА // Геология руд. месторождений. 1992. № 2. С. 19–31.
15. Чернышов Н.М., Буковичин В.В., Спиридонов Г.В., Кравцова О.А. Минералогические особенности сульфидных никелевых руд Еланского месторождения // Минерал. журн. 1991. № 1. С. 18–30.
16. Чернышов Н.М., Переславцев А.А., Молотков С.П., Чернышова М.Н. Новый тип никеленосной формации в докембрии Воронежского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 111–124.

УДК 541.121:123+546.92

Т.Л. Евстигнеева

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛАТИНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Растущий интерес к элементам платиновой группы, многочисленные находки минералов платиновых металлов, развитие и совершенствование аналитических методов способствуют расширению представлений о генезисе месторождений ЭПГ. В последние годы проведены детальные исследования крупных магматических месторождений в базит-гипербазитовых комплексах России, ЮАР, Канады, США, а также связанных с магматическими образованиями зеленокаменных поясов архейских кратонов Австралии и других регионов. Однако, несмотря на значительные успехи в понимании платинового рудогенеза и изучении отдельных месторождений, остается много вопросов как общегенетического плана, так и более конкретных, решение которые требует привлечения экспериментальных методов исследования:

- 1) изучение распределения ЭПГ между сульфидами, окислами и силикатами при кристаллизации магматического ЭПГ-содержащего расплава;
- 2) определение фазовых соотношений в системах с ЭПГ, уточнение условий образования, полей составов и особенностей строения соединений ЭПГ;

© Т.Л. Евстигнеева, 1994

3) моделирование процессов перераспределения ЭПГ при изменении температуры и давления и участия различных флюидов.

Задача первого направления – выявление характера и условий первичного распределения ЭПГ в процессе формирования магматических комплексов. Решение ее позволило бы объяснить закономерности концентрирования ЭПГ в продуктивных зонах расслоенных базит-гипербазитовых комплексов. Имеются интересные результаты (А. Налдретт, Н.И. Безмен, Н.С. Горбачев), подтверждающие высказанные ранее предположения об обогащении ЭПГ сульфидной составляющей расплава [9] и значительной роли восстановительных флюидов. Эксперименты проводились при температуре 1200–1400°C, давлении 1–4 кбар и различной фугитивности кислорода – 10^8 – 10^6 [2] и 10^{11} – $10^{13,7}$ атм [1]. Полученные результаты [1] свидетельствуют о том, что в восстановительных условиях (в присутствии H_2) распределение ЭПГ приводит к накоплению этих элементов в сульфидном расплаве, равновесном с силикатной жидкостью:

$$K_{sul/sil}^{Ir} = 3,01 \cdot 10^5; \quad K_{sul/sil}^{Ru} = 2,05 \cdot 10^3; \quad K_{sul/sil}^{Pt} > 1,59 \cdot 10^6.$$

Для моделирования флюидного режима авторами [1] использовался кислый раствор (0,5 мас.% HF + 0,5 мас.% HCl + 0,25 мас.% H_3PO_4 + 0,25 мас.% H_3BO_3), значительно понижающий температуру кристаллизации, что позволило проводить опыты с ультраосновными расплавами. По мнению авторов, эти эксперименты могут объяснить образование платиноидной минерализации, связанной с сульфидными рудами. Полученные данные могут быть использованы для объяснения фракционирования ЭПГ на высокотемпературной стадии магматического процесса.

Если первое направление экспериментальных исследований развивается в основном благодаря усилиям петрологов, изучение ЭПГ-содержащих систем, включающих аналоги известных в настоящее время МПМ, а также других минеральных фаз, в составе которых были установлены ЭПГ (например, сульфидов, сульфоарсенидов), проводится исследователями рудного вещества. Перечень подобных исследований довольно обширен. Они охватывают широкий круг проблем, начиная от синтеза соединений – аналогов минералов и кончая определением пределов изоморфных замещений в минеральных рядах, а также зависимостей состав-свойство и условий образования различных ЭПГ-содержащих минеральных ассоциаций. Результаты таких исследований, как правило, могут быть использованы для интерпретации природных наблюдений. Одной из задач является изучение поведения ЭПГ в процессе метаморфизма медно-никелевых руд, которые, как известно, играют важную роль в преобразование докембрийских месторождений (например, Балтийского щита).

В ряде метаморфизованных месторождений в сульфоарсенидах кобальта, никеля и железа отмечаются значительные концентрации (до 10 мас.%) ЭПГ [3]. Для определения верхних пределов возможных содержаний ЭПГ в $(Co, Ni, Fe)AsS$ автором проведено изучение части псев-

дочетверной системы $\text{CoAsS-NiAsS-FeAsS-ЭПГ AsS}$ в "сухих" условиях (отжиг при температурах 900 и 700°C) [10].

В зависимости от ЭПГ удалось синтезировать как ЭПГ-содержащие сульфоарсениды, так и ассоциации ЭПГ- AsS-(Co, Ni)AsS . Отмечено, что Pt, Pd и Os входят в состав CoAsS и NiAsS , а Ru, Ir и Rh образуют собственные сульфоарсениды (RuAsS , IrAsS и RhAsS) в ассоциации с (Co, Ni)AsS . При этом последняя фаза не содержит ЭПГ (на уровне чувствительности микрозонда), а в ЭПГ AsS установлено не более 2 мас.% кобальта и никеля. Сопоставление полученных данных с природными наблюдениями выявляет различие в поведении одних и тех же ЭПГ в условиях эксперимента и природных: а) в природе элементами платиновой группы обогащены в основном кобальтовые разновидности сульфоарсенидов, а в продуктах синтеза Pt "предпочитает" NiAsS (до 19 мас.%), а Pd и Os отмечаются и в CoAsS (10 и 20 мас.% соответственно), и в NiAsS , но в последнем – в меньших количествах (4 и 8 мас.%); б) в природе пока не обнаружены сульфоарсениды Co и Ni, содержащие палладий в заметных количествах (> 0,1–0,2 мас.%), а в продуктах эксперимента установлено до 10 мас.% Pd (в CoAsS).

Эти различия, скорее всего, связаны с условиями образования сульфоарсенидных фаз в природе и эксперименте. Результаты исследования существенно расширяют пределы вхождения ЭПГ в сульфоарсениды Co, Ni (и Fe) и однозначно свидетельствуют о невозможности получения составов, аналогичных природным, путем сухого синтеза.

Другим примером подобных исследований может служить изучение возможности и пределов изоморфной смесимости Rh–Pt в сперрилите. Обычно в природе отмечались сперрилиты с содержанием родия не более 2–2,5 мас.% [14], но при изучении Номгонского ультраосновного интрузива (Монголия) с медно-никелевым сульфидным оруденением был установлен сперрилит с содержанием Rh до 12 мас.% и S – до 4,5 мас.% [6]. Эксперименты по синтезу соединений и фазовым соотношениям проводились методом сухого синтеза в двух псевдобинарных системах: $\text{PtAs}_2\text{-RhAs}_2$ и $\text{PtAs}_2\text{-RhAsS}$. Гомогенные зерна Rh-содержащего сперрилита (оптика и микрозонд) получены при отсутствии S в шихте и содержаниях Rh, не превышающих 3,5 мас.%. При более высоком исходном содержании Rh в продуктах эксперимента наряду со сперрилитом отмечается вторая фаза – RhAs . Судя по предварительным данным, в ряду $\text{PtAs}_2\text{-RhAsS}$ также не получены сперрилиты с высоким содержанием родия (> 3,5 мас.%). Вторая фаза, сопровождающая сперрилит в экспериментах этого ряда, – RhAsS .

Очевидно, и в природе не образуются сперрилиты со значительным (> 4 мас.%) содержанием родия. Возможно, сперрилиты из Номгонского массива содержат тонкие включения RhAsS , так как в них постоянно наряду с Rh отмечается коррелирующее с ним содержание S.

Для решения проблемы взаимосвязи состав–свойства МПМ (включая структурные особенности) проведено исследование фаз–аналогов минерала "винцентита" [15]. К этой группе минералов относятся такие МПМ, как изомертзеит ($\text{Pd}_{11}\text{Sb}_2\text{As}_2$), арсенопалладинит ($\text{Pd}_8(\text{As}_{2,5}\text{Sb}_{0,5})_3$), стибнопалладинит ($\text{Pd}_{5+x}\text{Sb}_{2-x}$), теллурупалладинит (Pd_9Te_4), стиллвотерит

(Pd₈As₃), "винсентит" (Pd₃(As, Te, Sb) (?)) и др. При синтезе фаз в ряду Pd₃As—Pd₃Te" установлено "смещение" составов трехкомпонентных фаз от разреза Pd₃T (T = As, Te) к Pd₂T по мере увеличения содержания теллура в шихте. "Дефектность" соединений по палладию по сравнению с Pd₃T (уменьшение отношения Pd : T) объясняется компенсацией заряда путем появления вакансий в позициях, занятых палладием, по мере возрастания доли теллура, замещающего мышьяк. Наблюдается "прерывисто-непрерывная" серия соединений типа "гомологических рядов" в сульфосолях [7].

Рассматривая всю совокупность МПМ подобного типа (включая и сурьмосодержащие), легко установить, что в основе структур большинства минералов лежит гексагональная подъячейка с $a = 7,5$ и $c = 3,5 \text{ \AA}$. С увеличением числа вакансий в позициях Pd параметр c увеличивается кратно $\sim 3,5 \text{ \AA}$. При этом усиливается и степень искажения гексагональной ячейки. Однако параметр a обычно сохраняется.

Аналогичная "родственность" структур наблюдается и в ряду Pd_{3-x}Te : Pd₂₀Te₇ (1 вакансия в позиции Pd на 20 элементарных ячеек), Pd₈Te₃ (1 вакансия на 3 элементарные ячейки), Pd₇Te₃ (2 вакансии на 3 элементарные ячейки) и т.д., при этом различия в составе соседних соединений (например, Pd₂₀Te₇ и Pd₈Te₃) не превышают 1 ат.%Te, что значительно усложняет изучение фаз подобного типа. Близость составов и часто наблюдаемое тесное срастание соседних в ряду фаз в большинстве случаев приводят к определению так называемых нестехиометрических фаз. Однако при более детальном исследовании удается установить наличие нескольких фаз в пределах составов нестехиометрических соединений [11]. Учитывая эти факты, можно по наличию или отсутствию срастаний, близких по составу фаз (или по степени нестехиометричности), представить процесс образования МПМ (размер выделений говорит о скорости кристаллизации или распада высокотемпературного твердого раствора).

Экспериментальные исследования в рамках третьего направления достаточно разнообразны. Объединяет их стремление понять ход процессов, в результате которых происходит перераспределение ЭПГ на постмагматическом этапе с образованием ряда минералов. Различные соображения о возможном участии флюидных агентов в кристаллизации МПМ высказывались ранее Е. Штумпфлем, А.Д. Генкиным и др. Однако эксперименты по проверке этих предположений начали осуществляться не так давно, так как довольно долго доминировали представления о высокотемпературных условиях образования большинства природных соединений ЭПГ и высокой химической устойчивости МПМ.

В настоящее время можно считать достаточно обоснованным мнение о формировании платиновой минерализации в течение длительного времени по мере снижения температуры: высокотемпературный этап образования комплекса пород, затем кристаллизация сульфидных руд (для сульфидных Cu-Ni месторождений) и, наконец, позднемагматический и гидротермальный этапы и достаточно низкие температуры ($\sim 250^\circ\text{C}$). В

эту схему включаются и метаморфические и метасоматические преобразования, в первую очередь температурные.

Моделирование процесса деарсенизации сперрилита ($PtAs_2$) – образование кайм самородной платины (и изоферроплатины) на кристаллах сперрилита – проводилось путем термического отжига зерен сперрилита при температурах 400, 600, 750, 900 и 1100°C в вакууме, в атмосфере, насыщенной парами мышьяка, и на воздухе [4]. Нижний температурный предел, при котором происходит выход мышьяка из структуры сперрилита на воздухе, ~ 400°C. В вакууме превращение сперрилита в платину начинается при температуре 750°C, а в присутствии паров мышьяка разложения $PtAs_2$ не происходит даже при нагреве до 1100°C.

Результаты этого простого эксперимента хорошо объясняют образование зональных сростаний $[PtAs_2 + (Pt, Fe)]$ в природе, например, в результате термического воздействия гранитных интрузий мезозойского возраста на линзы более ранних ультраосновных пород, содержащих сперрилит (Якутия).

Возможность различных реакций ремобилизации ЭПГ и перекристаллизации ЭПГ-содержащих минералов в гидротермальных растворах была проверена нами экспериментально на ряде примеров. Было показано [5], что в температурном интервале 300–600°C ($P = 1$ кбар) платина из (Pt, Fe)-сплавов активно вовлекается в обменные реакции с рудообразующими сульфидами (пирротином) через Cl-содержащие растворы. При этом равновесие (Pt, Fe) – $Fe_{1-x}S$ устанавливается достаточно быстро и соотношение железистость (Pt, Fe)–железистость пирротина зависит от температуры опыта.

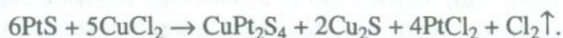
Результаты этих экспериментов хорошо согласуются с данными природных наблюдений по составу сосуществующих (Pt, Fe)-сплавов и пирротинов в медно-никелевых сульфидных рудах. С другой стороны, развитие PtFe по Pt_3Fe в альпинотипных гипербазитах сопровождается повышением железистости оксидов шпинелевого типа вплоть до магнетита (добавление Fe в систему Pt–Fe–O).

В ходе экспериментов удалось показать, что, несмотря на устойчивость Pt_3Fe и PtS в поле очень близких значений f_{O_2} (поле магнетитового буфера), эти фазы никогда не образуются вместе. Предложенная А. Мос-тертом с соавторами [13] реакция превращения $Pt_{3-x}Fe$ в PtS не может осуществляться не только из-за низкой фугитивности кислорода, препятствующей образованию оксидов, но и из-за высокой активности железа, связывающего платину.

Для проверки предположения о сравнительно низкотемпературном генезисе фаз-соединений ЭПГ типа тиошпинелей был проведен эксперимент по преобразованию PtS в гидротермальных растворах, содержащих $CuCl_2$, при температуре 350°C и $P = 1$ кбар. Выбор условий определялся тем, что в природе тиошпинели ЭПГ и близкие к ним МПМ (кондерит, инаглиит и др.) обычно встречаются в виде включений в Pt-Fe матрице сростаний МПМ из аллювия ультраосновных массивов. Морфология выделений и их структурная позиция свидетельствуют о вторичной

природе этих минералов по отношению к матрице. Через 45 сут на зернах PtS были получены каймы Pt_2CuS_4 толщиной около 100 мкм.

Одновременно наблюдалась кристаллизация пластинок Cu_2S . Реакция образования Cu-Pt тиошинели может быть представлена в следующем виде:



Непосредственное использование данных экспериментальных работ для интерпретации природных наблюдений не всегда возможно ввиду сложности природных систем. Это относится, в частности, к определению температуры образования природных ассоциаций с ЭПГ на основании экспериментов в "сухих" системах. Состав минеральных ассоциаций может коренным образом меняться при добавлении в систему летучих компонентов. Э. Маковицкий с соавторами [12] детально исследовали системы Fe-Ni-Pd-S и Fe-Pt-Pd-As-S в нескольких температурных сечениях и установили интересные закономерности изменения парагенетических ассоциаций и составов фаз. Однако при "приложении" полученных данных к природным объектам (например, к высококиту) авторы оказались недостаточно внимательны: природные ассоциации не содержали некоторых минералов-аналогов фаз, присутствовавших в синтезированных образцах. Это привело к не совсем обоснованному заключению об очень широком температурном интервале формирования высококита в природе.

Иногда исследователи вынуждены использовать методы с недостаточно высокой точностью (спектральный анализ и др.), что должно учитываться при обсуждении полученных результатов. К сожалению, в некоторых работах авторы забывают об ограничениях методов, что приводит к не совсем корректным заключениям. Например, это относится к работе Г.В. Петренко и Л.А. Аругюняна [8], посвященной решению интереснейшей задачи – мобилизации ЭПГ из различных типов руд Cl-содержащими растворами. Основной метод анализа – атомно-абсорбционный (предварительное экстракционное концентрирование, электротермический атомизатор – графитовая печь). Точность определения содержания: Pd \pm 10 отн.%, Pt \pm 35 отн.%, Rh \pm 50 отн.%, полученные различия в содержаниях ЭПГ в твердой фазе лежат практически в пределах этих значений, а вывод о подвижности ЭПГ и доле вещества, мобилизованного растворами в ходе эксперимента (5–30% исходных содержаний), сделан без учета этого и без анализа растворов после опытов.

Несмотря на ряд сложностей, в настоящее время экспериментальное изучение платиновой минерализации вносит существенный вклад в изучение платиновых месторождений и теории их генезиса. Эксперименты позволяют уточнить отдельные вопросы минералогии, предложить модели формирования некоторых объектов. По мере дальнейшего развития методов эксперимента и анализа и оснащения ими ведущих исследовательских лабораторий появится возможность получения достаточного количества данных для изучения более сложных ЭПГ-содержащих систем и построения моделей, все более приближающихся к реальным процессам, протекающим в природе.

Л и т е р а т у р а

1. *Безмен Н.И., Бругман Г.Е., Налдретт А.Дж.* Механизм концентрации элементов платиновой группы: Распределение между силикатным и сульфидным расплавами // Геология руд. месторождений. 1991. Т. 33, № 5. С. 46–54.
2. *Горбачев Н.С., Бругман Г.Е., Налдретт А.Дж.* Фракционирование платиновых металлов и золота в флюидсодержащих окисно-силикатно-сульфидных системах при магматических условиях (по экспериментальным данным) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов: Тез. докл. М., 1992. С. 111.
3. *Дистлер В.В., Фильмонова А.А., Гроховская Т.Л., Лапутина И.П.* Платиновые металлы в медно-никелевых рудах Печенгского рудного поля // Геология руд. месторождений. 1989. Т. 32, № 6. С. 13–18.
4. *Евстигнеева Т.Л., Ким А.А., Некрасов И.Я.* О деарсенизации сперрилита в природе // Минерал. журн. 1990. Т. 12, № 3. С. 90–96.
5. *Евстигнеева Т.Л., Некрасов И.Я., Лапутина И.П.* О фазовых соотношениях в системе Pt–Fe–S–O // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 2. С. 440–444.
6. *Изох А.Э., Майоров О.Н.* Родийсодержащий сперрилит // Там же 1990. Т. 313, № 5. С. 1212–1215.
7. *Мозгова Н.Н.* Нестехиометрия и гомологические ряды сульфосолей. М.: Наука, 1985. 264 с.
8. *Петренко Г.В., Арутюнян Л.А.* О мобилизации платиноидов в гидротермальных условиях // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. Иркутск: Ин-та геохимии СО АН СССР, 1990. С. 12–16.
9. Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В. Дистлер, Т.Л. Гроховская, Т.Л. Евстигнеева и др. М.: Наука, 1988. 232 с.
10. *Evstigneeva T.L., Moh G., Janeke J., Schmidt S.* PGE in sulfoarsenides of Co, Ni and Fe: Preliminary experimental data // N.Jb. Miner. Mh. 1992. N 1. P. 258–260.
11. *Kim W.S., Chao G.Y., Cabri L.J.* Phase relations in the Pd–Te system // J. Less-Common Metals. 1990. Vol. 162, N 1. P. 61–74.
12. *Makovicky E., Karup-Muller S., Makovicky M., Rose-Hansen J.* Experimental study on the phase systems Fe–Ni–Pd–S and Fe–Pt–Pd–As–S applied to PGE deposits // Miner. and Petrol. 1990. Vol. 42, N 1/4. P. 307–319.
13. *Mostert A.B., Hofmeyr P.K., Potgieter G.A.* The platinum-group mineralogy of Merensky reef at the Impala platinum mines, Bophuthatswana // Econ. Geol. 1982. Vol. 77, N 6. P. 1385–1394.
14. Platinum-group elements: Mineralogy, geology, recovery. Montreal, 1981. 267 p. (CIM Special Volume; 23).
15. *Stumpfl E.F., Tarkian M.* Vincentite, a new palladium mineral from south-east Borneo // Miner. Mag. 1974. Vol. 39, N 305. P. 525–527.

Е.Ф. Сиякова, Ж.Н. Федорова, Г.Р. Колонин

ПОВЕДЕНИЕ ПЛАТИНЫ, ПАЛЛАДИЯ И РОДИЯ В ПРОЦЕССЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЖЕЛЕЗО-НИКЕЛЕВЫХ СУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВОВ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАНЫМ

Одним из важнейших широко признанных механизмов эволюции природных рудно-магматических систем является фракционная кристаллизация сульфидных расплавов, объясняющая зональность ряда месторождений районов Норильска и Садбери [1, 7, 8 и др.]. Цель настоящей работы – с помощью прямых экспериментальных исследований выявить минеральные формы нахождения Pt, Pd, Rh в сульфидных ассоциациях, относящихся к пирротин-хизлеудитовому разрезу системы Fe–Ni–S. Для прогнозирования геохимического поведения ЭПГ в подобных процессах и предварительной оценки возможных фазовых взаимоотношений полезно использовать термодинамический анализ их степени халькофильности в высокотемпературных условиях. На рис. 1 представлена построенная нами диаграмма условий сульфидизации платиноидов в области относительно низкой летучести серы, т.е. в ненасыщенных ею халькозиновых, пирротиновых и хизлеудитовых парагенезисах. Она существенно детализирует подобные диаграммы, имеющиеся в некоторых других работах [2, 11]. Из этой диаграммы следует, что наиболее халькофильным из платиновых металлов является рутений. Для родия соответствующие термодинамические константы в литературе отсутствуют, но судя по экспериментальным данным В.В. Дистлера и др. [2], а также исходя из полученных нами и рассматриваемых ниже результатов, он является вторым по степени халькофильности элементом. Далее идет палладий, а за ним – платина. Линии сульфидизации иридия и осмия на диаграмме отсутствуют, поскольку эти элементы должны подвергаться сульфидизации только в более насыщенных серой парагенезисах.

Таким образом, использованная нами выборка последних термодинамических данных в целом подтверждает выводы В.В. Дистлера с соавторами о физико-химической возможности предпочтительного вхождения рутения и родия уже в первые порции кристаллизующихся сульфидов, тогда как менее халькофильные палладий и платина должны накапливаться в остаточном расплаве, в большей степени они будут обособляться в металлических фазах.

Экспериментальные исследования минеральных форм кристаллизации платины, палладия и родия из сульфидных расплавов, состав которых соответствовал разрезу FeS–Ni₃S₂, хорошо подтверждают этот теоретический прогноз. Синтез образцов проводили в эвакуированных кварцевых ампулах из предварительно полученных FeS и Ni₃S₂ с последующим добавлением каждого платиноида в количестве 1 мас.% отдельно в смесь

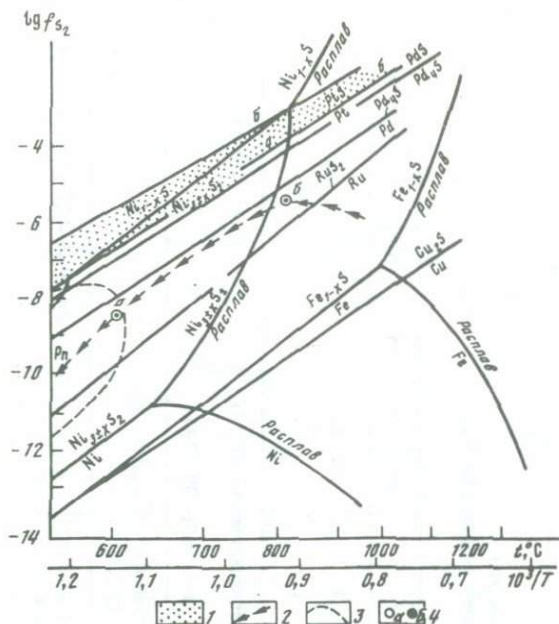


Рис. 1. Условия устойчивости бедных серой сульфидов железа, никеля и меди, совмещенные с линиями сульфидизации ЭПГ

1 – возможные условия сульфидизации платины, ограниченные линиями равновесия PtS/Pt: а – по [3], б – по [5]; 2 – ход кристаллизации сульфидных расплавов; 3 – область устойчивости пентландита; 4 – результаты измерения летучести серы пирротиновым методом при 600 (а) и 800°С (б)

сульфидов, взятых в заданном соотношении. Исходными материалами были железо карбонильное ОЧ класса А-2, никель (стружка) марки Н-1у, сера ОСЧ-16-5, дополнительно очищенная от влаги дистилляцией под вакуумом, а также платина, палладий и родий металлические. Образцы получены из расплава путем медленного охлаждения со скоростью 30°/сут в течение 2–3 недель до температуры ~ 500°С, затем с выключенной печью. После синтеза часть из них подвергалась дополнительному отжигу при температуре 800°С (образцы с родием – при 817°С) или 600°С в течение месяца, затем быстро охлаждались в воде со льдом. Диагностика синтезированных фаз¹ проведена под микроскопом и рентгенографически, а химический состав их определен на рентгеновском микроанализаторе ХА-5-СМД. Для элементов, присутствующих в фазе в макроколичествах, отклонение от среднего составляло ±0,5 абс.%, а для элементов, находящихся в микроколичествах, ± 0,01 абс.%.

Платина выделяется только в виде самостоятельной фазы, аналогичной природному минералу, называемому тетраферроплатиной (табл. 1), т.е. ферроникельплатине указанного состава с тетрагональным типом

¹ Приняты следующие сокращения названий фаз: *Mss* – моносульфидный твердый раствор, *Hzs* – хизлевудитовый твердый раствор (Fe_xNi_{1-x})_{33y}S₂.

Таблица 1

Минеральные формы выделения ЭПГ
в зависимости от состава сульфидных ассоциаций разреза FeS-Ni₃S₂
(состав фаз - в ат.%)

Fe, %	50	45	40	35	30	25	20	15	10	5	0
Состав минеральной ассоциации	$Mss + \alpha\text{-Fe} + \gamma\text{-(Fe, Ni)}$	$Mss + Pn + \gamma\text{-(Fe, Ni)}$ (<i>Aw</i>)			$Pn + Aw$		$Pn + Hzss + Aw$			$Hzss$	
Pt, 0,23%	(Fe, Ni, Pt) 12-22% Pt, 48-38% Fe	44,2-41,5%Fe			Тетраферроплатина (Fe, Ni) _{0,5} Pt _{0,5}			31,2-22,%Fe			
					41-39%Fe 39-32%Fe						
Pd, 0,44%	32 ± 1% Fe			Тетраферропалладий (Fe, Ni) _{0,44} Pd _{0,56±0,04}						$Hzss$ 0,45% Pd	
					32-26% Fe						
Rh, 0,45%	Феррородий (Fe _{0,39} Ni _{0,04} Rh _{0,47}) + 0,12%Rh в <i>Pn</i>				0,5-5,2% Rh в <i>Aw</i> и 0,1-0,5% Rh в <i>Pn</i>		$Hzss + Pn$ с 0,46-4,27% Rh				

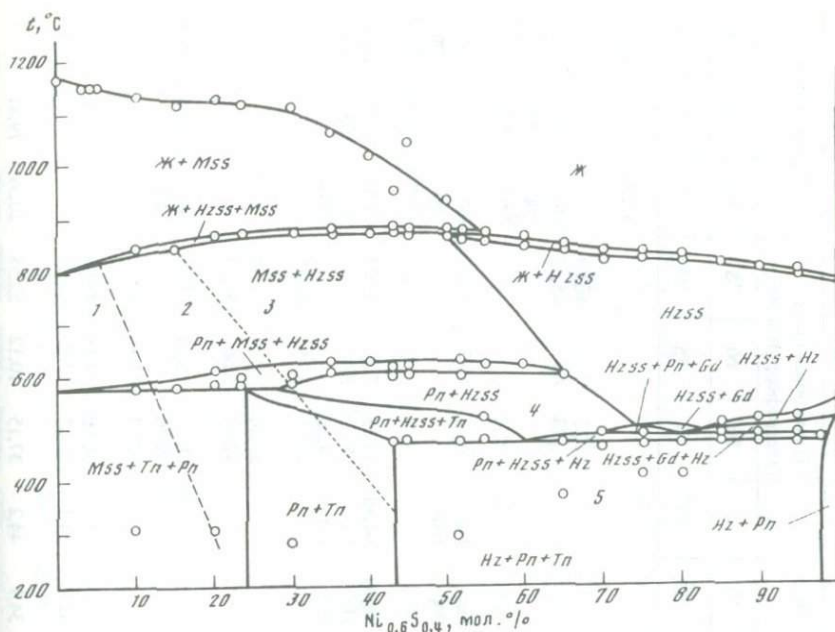


Рис. 2. Политермический разрез FeS-Ni₃S₂ системы Fe-Ni-S
1-5 - области различного поведения родия; пояснения в тексте

структуры. Видно, что железо-никелевое отношение в ней весьма резко смещено в сторону железа по сравнению с исходными составами [4].

В целом аналогичная картина наблюдается и для палладия, хотя стехиометрический состав металлической фазы смещен здесь в сторону палладия, с одной стороны, и является менее железистым - с другой. Кроме того, в области устойчивости хозлевудитового твердого раствора зафиксирована возможность вхождения всего палладия в решетку сульфида [4]. Совершенно иное поведение обнаруживает родий (рис. 2). Он практически не образует собственной металлической фазы, а входит как изоморфная примесь в те или иные минералы - аварунит, хизлевудит, но прежде всего в пентландит (см. табл. 1).

Важную дополнительную информацию дали эксперименты, характеризующие минеральные формы нахождения платины, палладия и родия после отжига в течение 1 мес представительного ряда составов разреза FeS-Ni₃S₂ при температурах 800 и 600°C. В совокупности с представленными выше результатами они позволили определить динамику поведения этих элементов в ходе кристаллизации сульфидных расплавов.

Наиболее простая картина получена для платины (табл. 2). Она сводится к тому, что уже при 800°C платина во всех образцах обособляется в виде тетраферроплатины, к которой, как было показано в табл. 1, в области максимально железистых составов присоединяется Pt-содержащий тэнит с количеством платины до 28% при указанной температуре. Какие-либо экспериментальные доказательства ее вхождения в железо-никелевые сульфиды не установлены.

Таблица 2

Результаты экспериментов по выявлению минеральных форм нахождения платины в сульфидах разреза FeS-Ni₃S₂ при трех режимах их синтеза

Исходный состав, ат.%			Режим синтеза	Mss			Пентландит			Hzss			Платиновая фаза (тетраферроплатина)			Тэнин-аваруит		
Fe	Ni	S		Fe	Ni	S	Fe	Ni	S	Fe	Ni	S	Fe	Ni	S	Fe	Ni	S
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
48,5	1,8	49,7	Медл. охл.	48,28	1,68	50,04										47,60	38,33	14,07
48,0	2,4	49,6	То же	47,27	2,31	50,42							48,22	9,32	40,00			
47,5	3,0	49,5	600°C	46,51	2,83	50,52	He обн.	He обн.	He обн.				50,23	4,83	45,05	He опр. 42,41	He опр. 38,56	18,52
			Медл. охл.	47,18	2,51	50,32												
45,0	6,0	49,0	800°C	45,85	3,903	50,19	"	"	"	He опр.	He опр.	He опр.	46,51	5,93	47,57	He опр. 37,46	He опр. 40,25	He опр. 22,10
			Медл. охл.	46,26	3,54	50,20	31,82	21,98	46,20									
42,5	9,0	48,5	800°C	45,88	3,85	50,13				27,88	28,00	44,40	43,35	7,22	49,22	41,88	29,57	28,36
			600°C	45,22	4,32	50,31	He обн.	He обн.	He обн.	He опр.	He опр.	He опр.	44,39	8,46	46,88	Др 35,04	45,0	19,80
			Медл. охл.	48,05	1,76	50,19	33,69	20,11	46,20				44,15	6,35	49,47			
40,0	12,0	48,0	600°C	42,82	6,83	50,20				"	"	"	41,49	9,71	48,59			
			Медл. охл.	47,72	1,94	50,35	32,66	20,93	46,41				42,60	6,66	50,73			
37,5	15,0	47,5	600°C	43,82	5,65	50,39	He обн.	He обн.	He обн.	"	"	"	Or 39,20	15,16	45,58	Др 34,20	40,35	24,86
			Медл. охл.	48,35	1,71	49,94	34,17	19,40	46,42				41,54	8,94	49,52			
35,0	18,0	47,0	То же				32,46	21,18	46,36				40,70	13,16	45,90	30,51	69,26	
32,5	21,0	46,5	800°C	42,27	7,47	50,11	He обн.	He обн.	He обн.	23,82	32,02	44,11	38,51	13,22	48,03			
			600°C	41,12	8,02	50,72	"	"	"	21,1	34,7	44,2	37,15	10,12	52,58	20,59	79,41	
			Медл. охл.				32,15	21,65	46,19				39,74	9,92	50,34	67,67		
30,0	24,0	46,0	То же				31,32	21,82	46,87				39,72	9,58	50,7	30,47	69,3	
31,5	25,8	45,7	800°C	38,75	10,81	50,30	He обн.	He обн.	He обн.	20,68	37,03	42,29	36,68	12,88	49,30			
			600°C	40,99	8,57	50,44	He обн.	He обн.	He обн.	20,90	34,52	44,58	37,19	14,98	47,58			
27,5	27,0	45,5	600°C				He обн.	He обн.	He обн.									
25,0	30,0	45	600°C	39,80	9,37	50,83	26,14	27,49	46,36	21,36	34,09	44,55	35,21	12,15	52,23			
			Медл. охл.				27,1	26,6	46,3				37,1	13,5	49,1	25,8	74,2	He обн.
22,5	33,0	44,5	800°C	He обн.	He обн.		He обн.	He обн.	He обн.	22,61	33,75	43,65	34,44	12,08	53,25			
			Медл. охл.				27,2	26,3	46,5				36,2	11,7	51,8	24,9	75,1	"
20	36	44	600°C	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	20,3	35,5	44,2	33,50	15,34	50,9			
			Медл. охл.				27,9	26,4	46,6				35,3	14,1	50,4	21,7	78,3	"
17,5	39	43,5	800°C	"	"	"	He обн.	He обн.	He обн.	17,51	40,08	42,41	32,11	14,80	52,82			
			Медл. охл.				27,5	26,2	46,3	12,4	45,6	42,1	33,8	15,5	50,9	22,3	77,5	"
15,0	42,0	43,0	600°C	"	"	"	He обн.	He обн.	He обн.	15,24	41,6	43,16	31,46	19,31	49,62			
			Медл. охл.							12,6	45,4	42,1	32,4	16,19	50,4	22,4	77,6	"
12,5	45,0	42,5	То же							13,4	44,5	42,2	31,2	17,2	51,1			
10,0	48,0	42,0	600°C	"	"	"	"	"	"	10,25	47,43	42,0	28,71	21,32	49,73			
			Медл. охл.							10,7	47,8	41,5	30,0	20,0	50,0			
7,5	51	41,5	То же							7,0	52,0	41,0	27,0	23,5	48,4			
5,0	54,0	41,0	800°C	"	"	"	"	"	"				24,28	24,65	50,82			
			Медл. охл.							5,6	54,0	40,6	25	25	50			
2,5*	51	40,5	600°C	"	"	"	"	"	"				18,37	36,73	44,9			
			Медл. охл.							2,2	58,1	39,6	22	28	50			

* В образце после отжига при 600°C присутствует хизлеудит состава Fe = 0,25, Ni = 60,58, S = 39,17 ат.%.
Примечание. Во всех опытах количество платины - 1 мас.% (0,23 ат.%).

Таблица 3

Результаты экспериментов по выявлению минеральных форм нахождения палладия (0,44 ат. %) в сульфидах разреза FeS-Ni₃S₂ при трех режимах их синтеза

Исходный состав, ат. %			Режим синтеза	Mss				Pn			
Fe	Ni	S		Fe	Ni	Pd	S	Fe	Ni	Pd	S
45,0	6,0	49,0	800°C	45,20	4,74	0,16	49,89	30,60	22,38	0,66	46,36
45,0	6,0	49,0	Медл. охл.	45,51	3,76	Нет	50,73	30,50	22,10	0,98	46,41
42,5*	9,0	48,5	600°C	45,47	4,76	"	49,85	31,34	21,93	0,10	46,62
42,5	9,0	48,5	Медл. охл.	46,87	2,66	"	50,47	32,04	21,06	0,27	46,63
40,0	12,0	48,0	То же	47,17	2,80	"	50,03	32,72	20,79	0,13	46,34
37,5	15,0	47,5	"	47,68	2,04	"	50,28	32,80	20,37	0,09	46,74
35,0	18,0	47,0	800°C	43,34	6,64	"	50,02	Не обн.			
35,0	18,0	47,0	Медл. охл.	47,55	2,44	"	50,01	32,41	20,70	0,11	46,78
32,5	21,0	46,5	600°C	44,92	5,27	"	49,81	31,19	22,26	0,07	46,47
32,5	21,0	46,5	Медл. охл.	Не обн.				30,75	22,75	0,01	46,49
30,0	24,0	46,0	То же	"				29,15	24,0	0,05	46,76
25,0	30,0	45,0	800°C	38,72	11,70	0,01	49,56	Не обн.			
25,0	30,0	45,0	Медл. охл.	Не обн.				27,22	26,17	0,00	46,61
22,5	33,0	44,5	600°C	"				26,12	27,01	0,20	46,68
22,5	33,0	44,5	Медл. охл.	"				27,03	26,19	0,00	46,77
20,0	36,0	44,0	То же	"				26,86	26,53	0,03	46,58
17,5	39,0	43,5	800°C	"				Не обн.			
17,5	39,0	43,5	Медл. охл.	"				27,31	26,16	0,01	46,52
15,0	42,0	43,0	600°C	"				Не обн.			
12,5	45,0	42,5	Медл. охл.	"				27,22	26,47	0,03	46,28
12,5	45,0	42,5	То же	"				27,08	26,54	0,03	46,36
10,0	48,0	42,0	"	"				Не обн.			
7,5	51,0	41,5	800°C	"				"			
7,5	51,0	41,5	Медл. охл.	"				"			
5,0 ^{2*}	54,0	41,0	600°C	"				"			
5,0	54,0	41,0	Медл. охл.	"				"			
2,5 ^{3*}	57,0	40,5	То же	"				"			

Исходный состав, ат. %			Режим синтеза	Hzss				Палладиевая фаза			
Fe	Ni	S		Fe	Ni	Pd	S	Fe	Ni	Pd	S
45,0	6,0	49,0	800°C	Не опр.				29,74	6,59	63,67	0,00
45,0	6,0	49,0	Медл. охл.	Не обн.				34,06	12,33	53,12	0,48
42,5*	9,0	48,5	600°C	"				32,57	13,26	54,09	0,08
42,5	9,0	48,5	Медл. охл.	"				32,47	14,88	52,52	0,13
40,0	12,0	48,0	То же	"				31,57	10,01	58,21	0,21
37,5	15,0	47,5	"	"				31,34	10,38	58,60	0,08
35,0	18,0	47,0	800°C	24,89	33,45	0,69	41,76	Не опр.			
35,0	18,0	47,0	Медл. охл.	Не обн.				32,38	14,19	52,81	0,62
32,5	21,0	46,5	600°C	"				32,22	11,60	56,01	0,17
32,5	21,0	46,5	Медл. охл.	"				31,28	10,77	57,85	0,10
30,0	24,0	46,0	То же	"				30,58	11,31	58,01	0,10
25,0	30,0	45,0	800°C	21,22	34,29	0,57	43,92	Не опр.			
25,0	30,0	45,0	Медл. охл.	12,82	44,74	0,02	42,40	30,56	14,40	54,93	0,11
22,5	33,0	44,5	600°C	15,59	42,16	0,40	41,85	Не опр.			
22,5	33,0	44,5	Медл. охл.	11,54	46,41	0,08	41,97	29,80	15,92	54,12	0,15
20,0	36,0	44,0	То же	12,91	44,58	0,06	42,45	29,17	22,03	48,56	0,25
17,5	39,0	43,5	800°C	16,15	40,63	0,46	42,75	Не обн.			
17,5	39,0	43,5	Медл. охл.	11,76	46,09	0,02	42,13	28,39	16,92	54,57	0,12
15,0	42,0	43,0	600°C	14,52	42,89	0,36	42,23	Не обн.			
12,5	45,0	42,5	Медл. охл.	12,21	45,41	0,04	42,34	28,11	14,25	57,56	0,07
12,5	45,0	42,5	То же	11,71	46,13	0,02	42,13	27,85	11,48	60,61	0,06
10,0	48,0	42,0	"	10,33	47,55	0,05	42,06	27,66	11,61	60,67	0,06
7,5	51,0	41,5	800°C	8,00	50,22	0,51	41,27	Не обн.			
7,5	51,0	41,5	Медл. охл.	8,35	49,83	0,04	41,78	26,72	10,19	63,03	0,06
5,0 ^{2*}	54,0	41,0	600°C	5,60	53,87	0,35	40,19	Не обн.			
5,0	54,0	41,0	Медл. охл.	5,16	53,74	0,10	41,01	25,58	20,18	54,07	0,16
2,5 ^{3*}	57,0	40,5	То же	2,77	56,44	0,67	40,11	Не обн.			

* В образце присутствует окисел (Fe₁₈₉Ni_{0,11})₂O₃; ^{2*} В образце после отжига при 600°C из Hzss выделяются крупные кристаллы хизлевудита состава: Fe = 0,54, Ni = 59,95, S = 39,47, Pd = 0,04 ат.%; оставшийся эвтектоид имеет состав: Fe = 11,17, Ni = 47,39, S = 39,70, Pd = 1,74 ат.%; после медленного охлаждения в этом образце выделяется хизлевудит состава: Fe = 3,76, Ni = 56,22, S = 39,96 ат.%; ^{3*} В образце выделяется хизлевудит состава: Fe = 0,52, Ni = 60,24, S = 39,18 ат.%.

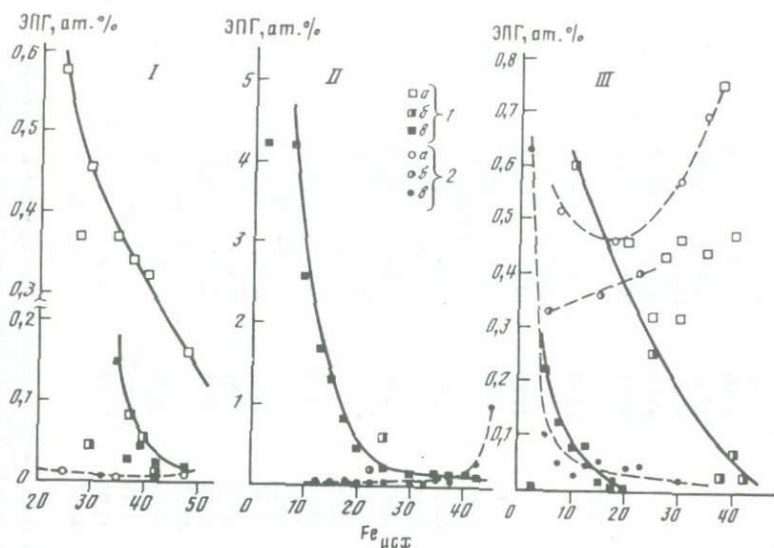


Рис. 3. Влияние исходной железистости образцов на содержание Rh и Pd в сульфидных фазах

I – пирротиновый твердый раствор; *II* – пентландит; *III* – хизлевудитовый твердый раствор; 1 – родий: *a* – 817°C, *б* – 600°C, *в* – при медленном охлаждении; 2 – пентландит: *a* – 800°C, *б* – 600°C, *в* – при медленном охлаждении

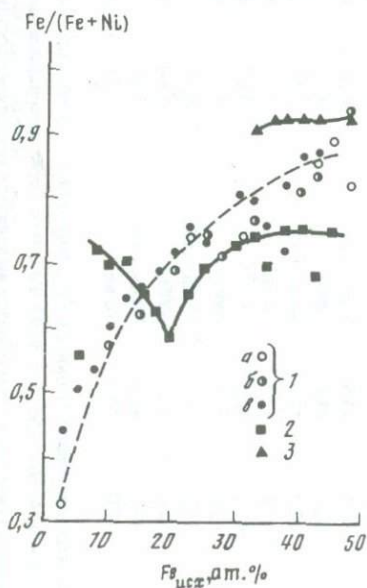


Рис. 4. Влияние исходной железистости на Fe/Ni отношение в металлических фазах

1 – тетраферроплатина: *a* – 800°C, *б* – 600°C, *в* – при медленном охлаждении; 2, 3 – фазы при медленном охлаждении: 2 – палладиевая, 3 – родиевая

Существенно по-иному ведет себя палладий (табл. 3). При верхней из изученных температур только самые богатые железом образцы содержат выделения тетраферропалладия. В медленно охлажденных образцах он присутствует уже во всех без исключения составах.

Вместе с тем в отличие от платины заметные количества палладия могут входить и в железо-никелевые сульфиды. Максимальные его концентрации зафиксированы в трех крайних случаях (рис. 3, II). Во-первых, это пентландит из крайнего состава с максимальным исходным содержанием железа и содержанием Pd до 1 ат.%, сосуществующий с Ni-пирротинном, который при 800°C может содержать до 0,16 ат.% Pd (см. рис. 3, I). Во-вторых, это минимально железистый хизлевудит, в котором может даже оказаться весь введенный в систему палладий. Наконец, это твердые растворы промежуточного состава на основе хизлевудита, которые при 800°C содержат 0,5–0,7% Pd. С понижением температуры до 600°C их возможность включать палладий ограничивается, а в медленно охлажденных образцах она составляет только 0,02–0,05 ат.% (см. рис. 3, III). Именно палладий, выделяющийся из хизлевудитовой фазы и в меньшей степени из пентландита, и обособляется в форме тетраферропалладия в ходе охлаждения.

В соответствии с экспериментальными данными [2] наиболее халькофильным из трех изученных нами платиноидов, безусловно, является родий (табл. 4). Область существования его в металлической форме (в виде феррородия с обобщенной формулой $Fe_{0,50-0,36}Ni_{0,03-0,42}Rh_{0,48-0,21}$) ограничена исходными составами, самыми богатыми железом, как это наблюдалось и для палладия (рис. 4).

Понижение температуры и для него расширяет возможности первичной кристаллизации металлической фазы от $\leq 42,5$ ат.%Fe при 817°C до $\leq 37,5$ ат.%Fe при 600°C и далее до ≤ 30 ат.% для медленно охлаждавшихся образцов (см. рис. 2, область 1). На рис. 2 показана также довольно значительная область 2, в которой зафиксировано появление феррородия как продукта распада высокотемпературных Rh-содержащих моносulfидного и хизлевудитового твердых растворов. Правее, в области 3, весь родий в ходе кристаллизации остается в решетке сульфидов, причем для более железистых образцов (см. рис. 3, III) максимальные его содержания (до 0,75 ат.% при 817°C) установлены для хизлевудитового, а для более никелистых – для моносulfидного твердого раствора (см. рис. 3, I) – до 0,58 ат.% при той же температуре. Другими словами, родием особенно обогащается именно сульфидная фаза, присутствующая в подчиненных количествах. Вместе с тем при температурах ниже 600°C для образцов с преобладанием железа над никелем сохраняется возможность выделения феррородия, тогда как для достаточно никелевых составов появляется еще одна металлическая фаза – или родий-содержащий тэнит (с 13 ат.% Rh), или аваруйт с 2–5 ат.% Rh (область 5). Отметим еще одну важную область 4, где возможно накопление родия в образующемся за счет хизлевудитового твердого раствора пентландите. При медленном охлаждении он может сохранять в своей кристаллической решетке до 4,27 ат.% Rh (см. рис. 3, II). На наш взгляд, крайне интересно,

Таблица 4

Результаты экспериментов по выявлению минеральных форм нахождения родия (0,45 ат.%) в сульфидах разреза FeS-Ni₃S₂ при трех режимах синтеза

Исходный состав, ат.%			Режим синтеза	Mss				Pn				Hzss	
Fe	Ni	S		Fe	Ni	Rh	S	Fe	Ni	Rh	S	Fe	Ni
47,5	3,0	49,5	Медл. охл.	46,14	3,26	0,02	50,59						
42,5	9,0	48,5	817°C	46,25	3,40	0,17	50,18						
42,5	9,0	48,5	600°C	45,96	3,89	0,01	50,14						
42,5	9,0	48,5	Медл. охл.	47,81	1,79	0,02	50,38	30,67	19,43	0,11	46,79		
40,0	12,0	48,0	817°C	45,55	3,88	0,33	50,23						
40,0	12,0	48,0	600°C	45,33	4,33	0,05	50,28						
40,0	12,0	48,0	Медл. охл.	47,24	2,01	0,05	50,70	32,94	20,23	0,12	46,71		
37,5	15,0	47,5	817°C	44,54	5,24	0,38	49,83						
37,5	15,0	47,5	600°C	45,15	4,94	0,08	49,82						
37,5	15,0	47,5	Медл. охл.	48,02	1,65	0,03	50,30	33,28	20,02	0,10	46,60		
35,0	18,0	47,0	817°C	44,22	5,39	0,39	49,99	Не обн.					
35,0	18,0	47,0	Медл. охл.	46,31	3,95	0,15	49,60	33,82	19,22	0,12	46,83		
30,0	24,0	46,0	817°C	42,48	6,73	0,45	50,35	Не обн.					
30,0	24,0	46,0	600°C	45,55	4,50	0,05	49,90	Не опр.					
30,0	24,0	46,0	Медл. охл.						25,33	0,14	46,74		
27,5	27,0	45,50	817°C	44,17	5,06	0,37	50,38						
25,0	30,0	45,0	817°C	39,20	10,07	0,58	50,14						
25,0	30,0	45,0	600°C					27,87	24,98	0,62	46,52		
25,0	30,0	45,0	Медл. охл.					24,97	28,02	0,18	46,82		
20,0	36,0	44,0	817°C										
20,0	30,0	44,0	Медл. охл.					25,87	26,81	0,46	46,86		
17,5	39,0	43,5	То же					25,07	27,38	0,82	46,73		
15,0	42,0	43,0	"					24,89	27,33	1,31	46,47		
12,5	45,0	42,5	"					25,27	26,57	1,68	46,47		
10,0	48,0	42,0	600°C										
10,0	48,0	42,0	Медл. охл.					24,22	26,11	2,85	46,81		
7,5	51,0	41,5	То же					23,29	25,92	4,27	46,52		
5,0	54,0	41,0	"										
2,5*	57,0	40,5	"					20,81	28,12	4,27	46,79		

Исходный состав, ат.%			Режим синтеза	Hzss		Родиевая фаза				Тэниг-аваруит			
Fe	Ni	S		Rh	S	Fe	Ni	Rh	S	Fe	Ni	Rh	S
47,5	3,0	49,5	Медл. охл.			48,67	3,02	48,04	0,27				
42,5	9,0	48,5	817°C	0,01	42,91	49,59	3,63	46,72	0,06				
42,5	9,0	48,5	600°C	0,02	43,43	От 48,75 до 36,38	4,77	46,36	0,12				
42,5	9,0	48,5	Медл. охл.			37,39	41,60	20,96	0,06				
40,0	12,0	48,0	817°C	0,21	44,12								
40,0	12,0	48,0	600°C	0,06	44,62	49,40	3,31	47,58	0,06				
40,0	12,0	48,0	Медл. охл.			49,16	4,25	46,51	0,07				
37,5	15,0	47,5	817°C	0,75	42,77								
37,5	15,0	47,5	600°C	0,02	43,79	49,30	3,07	47,56	0,07				
37,5	15,0	47,5	Медл. охл.			49,01	4,07	46,85	0,06	85,16	1,37	13,04	0,42
35,0	18,0	47,0	817°C	0,44	43,35								
35,0	18,0	47,0	Медл. охл.			48,79	4,03	47,01	0,07				
30,0	24,0	46,0	817°C	0,47	43,43								
30,0	24,0	46,0	600°C	0,32	45,42								
30,0	24,0	46,0	Медл. охл.			49,14	5,45	45,38	0,03	21,35	70,63	1,88	0,14
27,5	27,0	45,50	817°C	0,43	43,72								
25,0	30,0	45,0	817°C	0,32	42,81								
25,0	30,0	45,0	600°C	0,25	41,79								
25,0	30,0	45,0	Медл. охл.							25,61	73,670	0,48	0,21
20,0	36,0	44,0	817°C	0,46	43,52								
20,0	30,0	44,0	Медл. охл.	0,00	41,98					25,59	69,15	5,18	0,08
17,5	39,0	43,5	То же	0,00	41,75								
15,0	42,0	43,0	"	0,01	41,42								
12,5	45,0	42,5	"	0,09	40,62								
10,0	48,0	42,0	600°C	0,60	40,39								
10,0	48,0	42,0	Медл. охл.	0,08	41,44								
7,5	51,0	41,5	То же	0,12	41,20								
5,0	54,0	41,0	"	0,22	41,21								
2,5*	57,0	40,5	"	0,00	39,08								

* В образце присутствует хизлеудит состава: Fe = 0,27, Ni = 60,6, S = 39,03 ат.%.

что подобные высокородиевые природные пентландиты, судя по литературным данным, были встречены на сульфидных рудопроявлениях в Нижнем Тагиле, Эфиопии, Британской Колумбии [6].

В заключение отметим, что наши данные по различной халькофильности изученных трех элементов платиновой группы хорошо соответствуют как рассмотренным ранее термодинамическим прогнозным оценкам, так и выводам, сделанным в уже упоминавшейся экспериментальной работе В.В. Дистлера с соавторами. Вместе с тем в ней было промоделировано поведение только легких платиноидов (без платины) и только в режиме неравновесной кристаллизации одного исходного сульфидного состава, содержавшего 33,3 ат.%Fe, 19,0%Ni и 47,4%S. Наши выводы базируются на результатах изучения полного разреза системы $\text{FeS-Ni}_3\text{S}_2$, включавшего и длительные отжиги при двух температурах, позволяющие надеяться если не на достижение равновесия, то на приближение к нему.

Кроме того, наши эксперименты принципиально подтверждают предположение, высказанное недавно в работе [10], о возможности существования неких промежуточных сульфидных фаз кластерного типа, в форме которых на некотором температурном интервале существуют элементы платиновой группы, пока они в конечном итоге не образуют самостоятельных фаз. Правда, в реальной действительности такими промежуточными соединениями оказались не некие экзотические фазы, а хорошо известные рудообразующие сульфиды – никелистый пирротин, пентландит, железистый хизлевудит. Именно они в ходе кристаллизации сульфидных расплавов сначала могут забирать платиноиды из жидкой фазы, а затем при достаточном охлаждении сбрасывать их в виде самостоятельных металлических фаз.

В целом представленные в статье данные дополняют и детализируют экспериментальное обоснование возможности и характера обогащения платиноидами более поздних по отношению к пирротину сульфидных минералов в процессе фракционной кристаллизации остаточного сульфидного расплава, выдвинутое впервые Б. Скиннером и др. [9].

Л и т е р а т у р а

1. Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968. 106 с.
2. Дистлер В.В., Малевский А.Ю., Лапутина И.П. Распределение платиноидов между пирротинином и пентландитом при кристаллизации сульфидного расплава // Геохимия. 1977. № 11. С. 1646–1658.
3. Кубашевский О., Олкок С.Б. Металлургическая термехимия. М.: Metallurgia, 1982. 392 с.
4. Федорова Ж.Н., Синякова Е.Ф. Экспериментальное исследование физико-химических условий образования пентландита // Геология и геофизика. 1993. Т. 3, № 2. С. 84–92.
5. Barin I., Knacke O. Thermochemical properties of inorganic substances. В. etc.: Springer, Dusseldorf: Stahlisen, 1973. 921 S.
6. Cabri L.I., Laflamme J.H.G. Analyses of minerals containing platinum-group elements // Platinum-group elements: Mineralogy geology, recovery. Monreal, 1981. P. 151–174.
7. Chyi L.L., Crocket J.H. Partition of platinum, palladium, iridium and gold among coexisting minerals from the deep ore zone Strathocona mine, Sudbury, Ontario // Econ. Geol. 1976. Vol. 71, N 7. P. 1196–1205.

8. *Keays R.R., Crocket J.H.* A study of precious metals in the sudbury nickel irruptive ores // *Ibid.* 1970. Vol. 65, N 4. P. 438–450.
9. *Skinner B.J., Luce F.D., Dill J.A.* et al. Phase relations in the ternary portions of the system Pt–Pd–Fe–As–S // *Ibid.* 1976. Vol. 71, N 7. P. 1469–1475.
10. *Wilson A.H., Tredoux M.* Lateral and vertical distribution of PGE and petrogenetic control of the sulfide mineralization in the P1 Pyroxenite layer of the Darwendale Subchamber of the Great Dyke, Zimbabwe // *Ibid.* 1990. Vol. 85, N 3. P. 556–584.
11. *Wood S.A.* Thermodynamic calculations of the volatility of the platinum group elements (PGE): The PGE content of fluids at magmatic temperatures // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1978. Vol. 51, N 11. P. 3041–3050.

УДК 550.8:553.491

*Г.М. Варшал, Т.К. Велюханова, И.Я. Кощева,
А.Х. Галузинская, В.И. Павлуцкая, Н.С. Сафронова*

КОМПЛЕКСООБРАЗОВАНИЕ КАК ПРИЧИНА КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ УГЛЕРОДИСТЫМ ВЕЩЕСТВОМ ПОРОД И ПОТЕРЬ ЭТИХ МЕТАЛЛОВ В АНАЛИТИЧЕСКИХ ОПЕРАЦИЯХ

Комплексообразование с природными органическими веществами играет важную роль в процессах переноса и отложения благородных металлов в земной коре [2]. Особенно следует выделить взаимодействие с гумусовыми кислотами как наиболее распространенными природными органическими комплексообразующими веществами и продуктами их диагенеза на различных его стадиях. В реакциях ионов металлов с гумусовыми кислотами реализуется единый механизм взаимодействия – комплексообразование с кислородсодержащими функциональными группами лигандов [3]. Но ввиду различий в свойствах двух главных совокупностей гумусовых кислот – гуминовых (ГК) и фульвокислот (ФК) – в результате взаимодействия с ними ионов металлов проявляются две противоположно направленные тенденции: образование прочных растворимых комплексных соединений при взаимодействии с фульвокислотами и, следовательно, резкое увеличение миграционной способности элементов в присутствии ФК, сорбционное концентрирование по механизму комплексообразования при взаимодействии с гуминовыми кислотами. Эти положения хорошо иллюстрируются данными, полученными в наших работах для золота (III), платины (IV), палладия (II) и рутения (IV). Ионы благородных металлов образуют с фульвокислотами прочные растворимые комплексные соединения анионного типа состава $Me:ФК = 1:1$, логарифмы констант их устойчивости ($\lg\beta_{11}$) при $pH = 5,0$ равны для Au (III) и Pt (IV) 7,6, для Pd(II) 7,1, Ru (IV) 5,9 [4, 10, 11].

Гуминовые кислоты как более высокомолекулярная и малорастворимая совокупность веществ, относящихся к классу гумусовых кислот,

сорбируют благородные металлы. Емкость ГК, выделенных из торфа, по золоту (III) составляет при $pH \approx 5,0$ около 16 мг/г ГК [1, 5].

Масштабы поступления гумусовых кислот в осадки Мирового океана громадны и оцениваются на уровне 48 млн т в год и более. Содержание гумусовых кислот в современных морских и океанических осадках находится в интервале 0,003–9,16% [14]. Преобразование органического вещества в процессах диагенеза и последующего метаморфизма приводит в результате декарбоксилирования [7] к частичной потере кислородсодержащих функциональных групп, но способность углеродистых веществ сорбировать ионы металлов по механизму комплексообразования должна сохраняться до тех пор, пока углеродистое вещество еще содержит функциональные группы.

В связи со сказанным очевидным представляется решающий вклад механизма комплексообразования в формирование комплексных редкометальных месторождений в углеродистых толщах. С углеродсодержащими породами связаны крупнейшие золоторудные месторождения США и Южной Африки [15, 18], месторождения Мурунтау в Западном Узбекистане [13], Кумтор в Киргизии [8]. Для углеродсодержащих пород, в том числе пород Онежского бассейна в Карелии, характерно и платинометальное оруденение [9]. Содержание платины в углистых сланцах месторождения Любин-Серошовице (Польша) достигает 340 г/т, а палладия – до 1000 г/т [17]. Ввиду перспективности углеродсодержащих пород как новых нетрадиционных источников платиновых металлов необходимо было экспериментально изучить основные черты механизма взаимодействия комплексных ионов платиновых металлов с углеродистым веществом пород, выяснить причины потерь благородных металлов, достигающих при анализе углеродсодержащих пород 1–2 порядков [5, 6, 16], и разработать приемы, устраняющие потери.

Методика исследования

При изучении сорбционных свойств углеродистого вещества по отношению к ионам платины (IV) и палладия (II) в качестве объектов исследования выбраны породы месторождения Кумтор. Пробы отобраны из зоны развития высокоуглеродистого вещества в призальбандовой части рудной жилы (КТ-80), из зоны развития высокоуглеродистого вещества по тектоническому шву (КТ-309), а также из прослоя высокоуглеродистого вещества в осадочной толще вдали от рудной зоны (КТ-252). Исходные пробы содержали соответственно $C_{орг}$ 3,58, 0,73 и 3,05%.

Углеродистое вещество выделяли из исходных пр. КТ-80, КТ-309 и КТ-252 и из этих же проб, предварительно прокаленных при 550–600°C. Процедура выделения углеродистого вещества включала последовательную обработку проб фтористоводородной, хлористоводородной кислотами и царской водкой в стеклоуглеродных тиглях на водяной бане. К навескам пород массой 5 г добавляли 15–20 мл фтористоводородной кислоты, выпаривали до влажных солей, затем дважды обрабатывали 20–50 мл хлористоводородной кислоты и дистиллированной водой, выпаривая после каждой операции до влажных солей. К остатку в тигле

добавляли дистиллированную воду, тщательно перемешивали и фильтровали через мембранный фильтр Сынпор № 1, промывая осадок на фильтре до отрицательной реакции на хлорид-ионы в промывных водах. Осадок высушивали при 110°C. Часть осадка использовали для исследования методами СНН-анализа и ИК-спектроскопии. Содержание углерода в осадке определяли с помощью СНNSO-анализатора фирмы "Carlo Erba" (Италия), ИК-спектры осадков в диапазоне частот от 500 до 4000 см⁻¹ снимали на ИК-спектрометре "Specord-IR-71" (Германия). Оставшуюся часть осадка смывали с фильтра 20–30 мл конц. HCl в стеклянную коническую колбочку вместимостью 100 мл, добавляли около 10 мл конц. HNO₃ (до состава царской водки) и кипятили содержимое колбы в течение 30 мин. После обработки царской водкой раствор выпаривали до влажных солей, дважды обрабатывали хлористо-водородной кислотой, затем дистиллированной водой, фильтровали, отмывали осадок углеродистого вещества от хлоридов, высушивали при 110°C, определяли содержание углерода в осадке и снимали его ИК-спектр.

При изучении сорбционной емкости углеродистых веществ, выделенных из пород, по отношению к ионам платины (IV) и палладия (II) снимали изотермы сорбции этих элементов из хлоридно-нитратных растворов при pH = 5,0 (условия, близкие к природным), а также из 5–7%-ных растворов царской водки. Это соответствует условиям кислотности среды при отделении фазы раствора, содержащего благородные металлы, от осадка при выщелачивании благородных металлов из пород царской водкой (наиболее распространенная операция при анализе пород). Для этих целей к воздушно-сухим навескам углеродистых веществ массой 50 мг в тефлоновых сосудах вместимостью 15–20 мл добавляли по 10 мл хлоридно-нитратных растворов платины (IV) и палладия (II) с концентрацией от 5 до 500 мкг/мл каждого из элементов. Растворы с осадками перемешивали, периодически отбирая пробы для определения концентрации металлов в фазе раствора методом атомно-абсорбционной спектрометрии в пламенном и электротермическом вариантах [11, 12].

Равновесие в системе устанавливается через 3 сут. После установления равновесия раствор отделяли от осадка ультрафильтрацией через фильтр Сынпор № 6 и определяли концентрацию платины и палладия в растворах методом ААС на спектрометре фирмы "Perkin-Elmer" модель 603 с графитовым атомизатором HGA-76B.

При изучении потерь благородных металлов в виде летучих соединений на стадии термической обработки проб использовали пробы углисто-глинистых алевролитов месторождения Бакырчик: пр. 22-Т, 48-Т и 196-Т с исходным содержанием $C_{орг}$ 1,48, 2,54 и 3,51% соответственно, а также пробы углеродсодержащих пород месторождения Мурунтау: пр. 26-М/90; 48-М/90; 71-М/90р и 144-М/90 с исходным содержанием $C_{орг}$ 0,36, 0,20, 0,50 и 0,76% соответственно. Потери платины, палладия, родия и золота в форме летучих соединений исследовали на специальной установке, состоящей из трубчатой кварцевой печи с регулируемым нагревом, соединенной с системой барботеров для очистки воздуха, подаваемого в печь, и двумя барботерами с царской водкой на выходе воздушного потока из печи. Эксперименты проводили с пробами углисто-глинистых

алевролитов месторождения Бақырчик и углеродсодержащих пород из месторождения Мурунтау. Навески проб массой 5 г нагревали в трубчатой печи при 600°C в течение 1 ч. Летучие соединения платиновых металлов улавливали в двух последовательных барботерах с царской водкой (по 15 мл в каждом барботере). Растворы объединяли, выпаривали до влажных солей, смывали в маленький фарфоровый тигелек, дважды обрабатывали конц. HCl, выпаривая почти до влажных солей, добавляли с помощью микропипетки 0,5 мл 2 M HCl, а затем аликвотную часть раствора объемом 50 мкл вносили в графитовый атомизатор HGA-76 атомно-абсорбционного спектрофотометра. Определяли содержание платины, палладия, родия и золота.

В этих же пробах определяли валовое содержание благородных металлов, используя один из вариантов сорбционно-атомно-абсорбционного метода [12].

Процедура заключалась в следующем. К навеске пробы массой 2 г в фарфоре тигле добавляли 2 мл 5%-ного раствора нитрата свинца (100 мг в расчете на $Pb(NO_3)_2$). После высушивания на воздухе тигель помещали в муфельную печь и прокаливали пробу в течение 1 ч при 600°C. Затем пробу переносили в стеклоглеродную чашку, смачивали 3 каплями воды, добавляли 5 мл хлорной кислоты и 20 мл фтористоводородной кислоты и выпаривали до влажных солей. Обработку смесью этих кислот повторяли. Остаток в чашке дважды обрабатывали 20 мл царской водки, затем трижды – конц. HCl. Хлориды в чашке растворяли в 1,5–2 M HCl и переводили раствор в стеклянный стакан. Общий объем раствора и промывных вод около 100 мл. К раствору добавляли 150 мг комплексообразующего сорбента ПОЛИОРГС IV и кипятили в течение 40–60 мин. Затем сорбент отфильтровывали через мембранный фильтр Сынпор № 1 и переносили сорбент в мерную пробирку вместимостью 5 мл. Сюда же добавляли воду до 5 мл и тщательно перемешивали суспензию. Определение каждого из благородных металлов осуществляли из аликвотной части водной суспензии сорбента, которую непосредственно вносили в графитовую печь атомно-абсорбционного спектрофотометра. Принятая методика обеспечивает предел обнаружения валового содержания благородных металлов в пробах на уровне 10^{-5} – $10^{-6}\%$, тогда как в практически чистых растворах, полученных в барботерах при отгонке летучих соединений благородных металлов, предел обнаружения достигает $10^{-7}\%$. Такое различие в пределах обнаружения связано с необходимостью разбавления суспензии сорбента до определенной концентрации после отделения благородных металлов от сопутствующих элементов.

Результаты и их обсуждение

Как было показано ранее на примере исследования 105 образцов углеродсодержащих пород месторождения Кумтор [5, 6], термическая обработка проб при 550–600°C не обеспечивает полной деструкции углеродистых веществ для большинства проб, и сама возможность деструкции в этих условиях определяется степенью преобразования органического вещества в процессах метаморфизма.

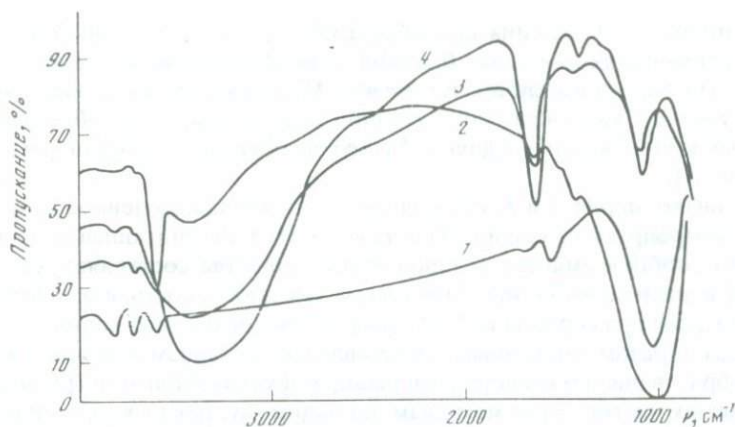


Рис. 1. ИК-спектры углеродистого вещества, выделенного из прослоя углеродистого вещества в осадочной толще вдали от рудной зоны (пр. КТ-252)

1 – исходная порода; 2 – порода, прокаленная при 500°C; 3 – порода, прокаленная при 550°C и обработанная HF; 4 – порода, прокаленная при 550°C, обработанная HF, а затем царской водкой

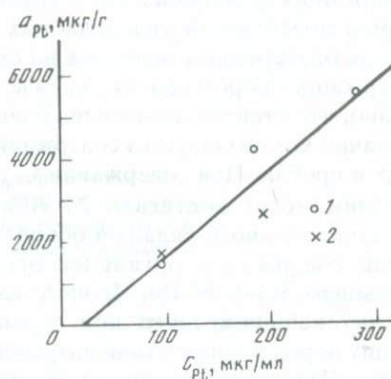
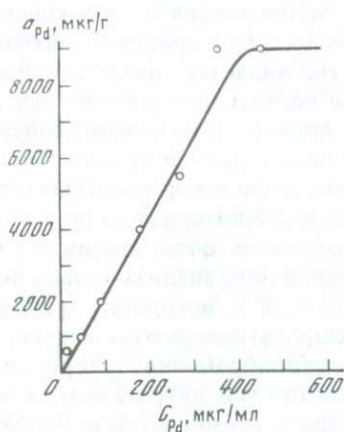


Рис. 2. Изотерма сорбции палладия (II) из хлоридно-нитратных растворов при pH = 5,0 на углеродистом веществе, выделенном из пр. КТ-309

Рис. 3. Изотермы сорбции платины (IV) из 5-7%-ных растворов царской водки на углеродистом веществе, выделенном из пр. КТ-309 (1) и КТ-252 (2)

При последовательной обработке исходных и прокаленных проб кислотами содержание $C_{орг}$ в пробах не только не уменьшается, а возрастает в 2–6 раз в сравнении с исходным содержанием, что обусловлено растворением минеральной части проб.

На примере изучения методами ИК-спектроскопии пр. КТ-252 можно видеть (рис. 1), что при прокаливании и дальнейшей обработке проб кислотами метаморфизованное углеродистое вещество пород сильно активируется и этот процесс идентифицируется по возрастанию интенсив-

ности полосы поглощения при $1620\text{--}1630\text{ см}^{-1}$, обусловленной валентными асимметричными колебаниями ионизированных карбоксильных групп. Эта полоса всегда присутствует в ИК-спектрах гумусовых кислот [4], и именно карбоксильные группы ответственны за образование прочных комплексных соединений гумусовых кислот с ионами металлов [1–5, 10, 11].

Как видно на рис. 2 и 3, углеродистое вещество, выделенное из пород, хорошо сорбирует палладий (II) и платину (IV). Рассчитанная из данных изотерм сорбции емкость углеродистого вещества составляет для палладия 9 и для платины 6 мг/г. Это весьма высокая емкость, и она остается таковой даже при сорбции из 5–7%-ных растворов царской водки.

Таким образом, очевидным представляется механизм сорбции – комплексобразование по кислородсодержащим функциональным группам углеродистых частиц. Этот механизм, по-видимому, реализуется в природных условиях в процессах образования месторождений в углеродистых толщах путем сорбции металлов из гидротермальных растворов на углеродистых частицах пород. Кроме того, этот механизм всегда реализуется при кислотном выщелачивании благородных металлов из углеродсодержащих пород в аналитических целях, причем сорбционные свойства углеродистых частиц в процессах кислотной обработки резко увеличиваются за счет окисления поверхности частиц и образования кислородсодержащих функциональных групп (см. рис. 1). Сорбция на активированной поверхности углеродистых частиц является главной причиной потерь благородных металлов на стадии кислотной обработки углеродсодержащих пород при их анализе. На примере золота нами ранее показано, что степень извлечения благородных металлов из этих пород однозначно контролируется содержанием остаточного органического углерода в пробах. При содержании $C_{\text{орг}}$ около 1% потери металлов за счет сорбции могут достигать 20–90%. Потери на этой стадии не вносят существенного вклада в общую погрешность анализа только тогда, когда содержание органического углерода в исходных пробах не превышает 0,1–0,3% [6]. Процесс деструкции углеродистых веществ резко интенсифицируется при термической обработке углеродсодержащих пород в присутствии нитратов-окислителей: нитрата свинца, меди, бария. При одной и той же температуре и времени термообработки содержание $C_{\text{орг}}$ в пробах, обработанных в присутствии нитрата свинца, уменьшается почти на порядок по сравнению с содержанием остаточного органического углерода в пробах, прокаленных в отсутствие нитрата свинца. Это связано с окислительными свойствами нитратов и каталитическим действием металлов в процессах сжигания углеродистых веществ.

Следует отметить, что существование благородных металлов в углеродсодержащих породах в форме комплексных соединений с кислородсодержащими функциональными группами углеродистых частиц предопределяет возможность потерь этих металлов в форме весьма летучих карбониллов при термической обработке пород. Поскольку в последние годы в углеродсодержащих породах обнаружено достаточно высокое содержание хлоридов, в частности сильвина до 20 г/т в породах Мурунтау

Таблица 1

**Потери платины в форме летучих соединений
при прокаливании проб углеродсодержащих пород
в токе воздуха при 600°C в течение 1 ч**

№ пр.	Обнаружено платины в форме летучих соединений, %	Валовое содержание платины в пробах, %
22Г	$5 \cdot 10^{-7}$	$<1,4 \cdot 10^{-5}$
48Г	$2,3 \cdot 10^{-7}$	$<1,4 \cdot 10^{-5}$
196Г	$7,3 \cdot 10^{-7}$	$<1,4 \cdot 10^{-5}$
48М/90	$3 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-4}$
71М/90	$6 \cdot 10^{-7}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$
144М/90	$1 \cdot 10^{-7}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$

Таблица 2

**Результаты определения платины (в %) методом ЭТААС
после подготовки проб углеродсодержащих пород
прокаливанием при 600°C в присутствии
и в отсутствие нитрата свинца**

№ пр.	Системы с нитратом свинца	В системах отсутствуют нитраты-окислители
26-М	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$<1 \cdot 10^{-5}$
48-М	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$
71-М	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$
144-М	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$<1 \cdot 10^{-5}$

Таблица 3

**Сравнительные результаты определения платины (в %)
методом ЭТААС в углеродсодержащих породах
после полной деструкции углеродистых частиц
и в присутствии углеродистого вещества**

№ пр.	Пробоподготовка включает термообработку при 600°C в присутствии нитрата свинца	Деструкция углеродистых частиц не проводилась
2С	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-6}$
228-Г	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-6}$
7/11-Г	$5,6 \cdot 10^{-5}$	$2,9 \cdot 10^{-6}$
152/4-Г	$2,3 \cdot 10^{-5}$	$7,2 \cdot 10^{-6}$
203Г	$5,7 \cdot 10^{-6}$	$2,2 \cdot 10^{-6}$

[12], при термической обработке таких пород возможны также потери в форме летучих карбонилхлоридов благородных металлов.

Эксперименты с пр. КТ-80 показали, что потери золота в форме летучих соединений в отсутствие нитратов-окислителей при температуре термообработки 600 и 750°C составляют соответственно от 5,5 до 6,2% валового содержания золота в пробах. В присутствии нитратов-окислителей эти потери снижаются до 1–3%. В табл. 1 приведены данные по

потерям платины в форме летучих соединений. Эти потери составляют от 0,1 до 0,6% ее валового содержания в пробах.

Рассматривая процесс комплексообразования благородных металлов по кислородсодержащим функциональным группам углеродистых веществ пород как главную причину потерь на стадии термообработки и кислотного выщелачивания благородных металлов при анализе пород, можно получить непосредственное доказательство реальности такого процесса при сопоставлении данных определения благородных металлов, полученных в присутствии углеродистых веществ, и данных, полученных в условиях, когда практически полная деструкция углеродистых веществ достигается на первой стадии анализа, в том числе при использовании нитратов-окислителей. В табл. 2 приведены данные определения платины сорбционно-атомно-абсорбционным методом в углеродсодержащих породах в присутствии и в отсутствие нитрата свинца.

Можно видеть, что в условиях, предусматривающих полную деструкцию углеродистых веществ на первой стадии анализа, выход платины и, следовательно, данные по ее содержанию в пробах увеличиваются по крайней мере в 2–5 раз.

Еще более контрастны сравнительные результаты, полученные при анализе углеродсодержащих пород методом ЭТААС с применением схем, предусматривающих термическую обработку в присутствии нитратов-окислителей, и схем, не включающих предварительной деструкции углеродистых частиц (табл. 3).

Следовательно, потери платины в присутствии углеродистых веществ за счет образования летучих соединений и сорбции платины на углеродистых частицах достигают 1–2 порядков.

Эти результаты имеют важные геохимические последствия – возможную недооценку платиноносности пород при поиске месторождений в углеродистых толщах. Без учета причин потерь платиновых металлов при термической и кислотной обработке углеродсодержащих пород невозможно также создание рациональной технологии извлечения платиновых металлов из этого нового перспективного нетрадиционного сырья.

Выводы

1. Предложен метод выделения углеродистого вещества из пород. Методом ИК-спектроскопии в исходном углеродистом веществе, а также в углеродистых частицах, активированных в процессе термической и кислотной обработки, показано присутствие карбоксильных групп, ответственных за образование прочных комплексных соединений с ионами металлов.

2. Изучена сорбция ионов палладия (II) и платины (IV) из хлоридно-нитратных растворов при pH = 5,0 и 5–7%-ных растворов царской водки на углеродистых частицах, выделенных из пород. Емкость углеродистого вещества, рассчитанная из данных изотерм сорбции, составляет для палладия 9 и для платины 6 мг/г. Сорбция по механизму комплексообразования

вания с кислородсодержащими функциональными группами углеродистых частиц реализуется в природных условиях при формировании месторождений в углеродистых толщах, а также является причиной потерь платиновых металлов до 1–2 порядков в процессах их кислотного выщелачивания из проб углеродсодержащих пород в аналитических целях.

3. Доказано, что присутствие платиновых металлов в углеродсодержащих породах в форме комплексных соединений с кислородсодержащими функциональными группами углеродистых частиц обуславливает возможность образования легколетучих соединений этих металлов при термической обработке проб. Для конкретных проб углеродсодержащих пород месторождений Бакырчик и Мурунтау потери платины в форме летучих соединений составляли 0,1–0,6% валового содержания платины.

4. Показано, что потери платиновых металлов до 1–2 порядков вследствие образования летучих соединений и сорбции на углеродистых частицах могут быть минимизированы путем обработки исходных проб растворами нитратов-окислителей, в том числе раствором нитрата свинца. Рекомендована схема анализа, существенно улучшающая правильность определения платиновых металлов в углеродсодержащих породах.

Авторы выражают искреннюю благодарность кандидатам геолого-минералогических наук С.В. Козеренко (ГЕОХИ РАН) и А.Я. Пшеничкину (ТПУ), доктору геолого-минералогических наук С.Ф. Винокурову за представление углеродсодержащих пород из месторождений Кумтор, Бакырчик и Мурунтау.

Л и т е р а т у р а

1. Баранова Н.Н., Варшал Г.М., Велюханова Т.К. Комплексообразующие свойства природных органических веществ и их роль в генезисе золоторудных месторождений // Геохимия. 1991. № 12. С. 1799–1804.
2. Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Баранова Н.Н. Взаимодействие золота с гумусовыми веществами природных вод, почв и пород: (Геохимический и аналитический аспект) // Там же. 1990. № 3. С. 316–327.
3. Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Кощеева И.Я. и др. Изучение химических форм элементов в поверхностных водах // Журн. аналит. химии. 1983. Т. 38, № 9. С. 1590–1600.
4. Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Кощеева И.Я. и др. Комплексообразование благородных металлов с фульвокислотами природных вод и геохимическая роль этих процессов // Аналитическая химия редких элементов. М.: Наука, 1988. С. 112–146.
5. Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Кощеева И.Я. и др. О причинах потерь благородных металлов при анализе вод, почв, углеродсодержащих пород (на примере золота) // XIV Всесоюз. Черняевское совещ. по химии, анализу и технологии платиновых металлов: Тез. докл. Новосибирск: ИНХ СО АН СССР, 1989. Т. 2. С. 3–4.
6. Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Кощеева И.Я. и др. Формы связи благородных металлов с углеродистым веществом пород и их влияние на степень извлечения металлов // Третье Всесоюз. совещ. по геохимии углерода: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1991. Т. 2. С. 259–260.
7. Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981. 247 с.
8. Грошев А.К., Детьиненко Л.А. Углеродистое вещество в метаморфогенно-метасоматическом рудообразовании // Третье Всесоюз. совещ. по геохимии углерода: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1991. Т. 2. С. 254.

9. Гурская Л.И., Терентьев В.М. Типы и эпохи развития платинометалльного оруденения в черносланцевых формациях // Геология и генезис месторождений платиновых металлов: Тез. докл. М.: ИГЕМ РАН, 1992. С. 42
10. Кощеева И.Я., Варшал Г.М. Химические формы рутения (IV) в природных водах (по данным модельных экспериментов) // Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1988. С. 92–103.
11. Кубракова И.В., Варшал Г.М., Погребняк Ю.Ф., Кудинова Т.Ф. Формы миграции платины и палладия в природных водах // Там же. С. 104–119.
12. Кубракова И.В., Варшал Г.М., Седых Э.М. и др. Определение платиновых металлов в сложных природных объектах электротермической атомизацией сорбентов // Журн. аналит. химии. 1983. Т. 38, № 12. С. 2205–2209.
13. Лошинин В.П., Бадалов С.Т. Корреляция биоорганического вещества с золотом в черносланцевых породах Западного Узбекистана // Третье Всесоюз. совещ. по геохимии углерода: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1991. Т. 2. С. 236.
14. Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
15. Хаусен Д.М., Керр П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973. Т. 2. С. 590–623.
16. Шварцман С.И., Фалькова О.Б. Сравнение сорбционной активности органического вещества геологических проб к золоту в царсководочной среде // Тр. ЦНИГРИ. 1983. Вып. 177. С. 57–59.
17. Kucha H. Platinum-group metals in the Zechstein Copper deposits, Poland // Econ. Geol. 1982. Vol. 77, N 6. P. 1578–1591.
18. Mossman D.J., Dexter D.B. The geochemistry of Witwatersrandtype gold deposits and possible influence of ancient prokaryotic communities on gold dissolution and precipitation // Precambrian Res. 1985. Vol. 30, N 4. P. 303–319.

УДК 553.491:553.04/043

*Д.А. Додин, Н.М. Чернышов, О.А. Дюжиков, В.Н. Тарасов,
Л.Л. Тарновецкий, И.Я. Некрасов, Г.В. Поляков, Г.Л. Митрофанов*

НОВАЯ КОНЦЕПЦИЯ РАСШИРЕНИЯ И КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ – ПРОГРАММА "ПЛАТИНА РОССИИ"

Высокие ценность, конъюнктура на мировом и дефицит на внутреннем рынках металлов платиновой группы, обусловленные их значительной ролью в валютных запасах государств, повышающимся спросом, превышающим предложение, многообразии источников потребления [13, 14, 17, 20], и исключительная редкость в России промышленных месторождений (более 98% всех металлов платиновой группы дают сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды Норильского района [1, 3, 4, 8, 10–13, 18]), открытие за рубежом месторождений новых формационно-генетических типов [6, 7, 11, 13, 16, 18, 24, 25], многочисленные находки у нас проявлений платиновых металлов в нетрадиционных обстановках [3, 5, 8, 10, 11, 15–18], свидетельствующие о возможном приросте запасов этих металлов, оценка конкретных объектов и проведение опытно-производственной добычи определяют важность создания новой

© Д.А. Додин, Н.М. Чернышов, О.А. Дюжиков и др., 1994

концепции расширения и комплексного освоения сырьевой базы платиновых металлов – общестроительной программы "Платина Россия" [11].

Общие геолого-экономические и технологические проблемы состояния и развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов.

Баланс поставок и потребления платины в 1989 г. составил соответственно 102,8 и 106,5 т. Основным потребителем платины с 1987 г. стала Япония (51,3 т против 28 т в США). Максимум добычи (234 т платины) ожидается в 2035 г., причем только в 2005 г. потребности Японии и США в платине на производство катализаторов в топливных элементах будут равны 196 т. По данным компании "Юнион Венк оф Суизерланд", уже сейчас доля России в мировых поставках родия достигает 40%. Спрос на иридий, по материалам компании "Джонсон Мэтьюс", составляет 0,9–1,1 т в год. Цены на платиновые металлы, оставаясь в целом высокими, подвержены значительным колебаниям (см. таблицу).

Основные поставщики платины на мировой рынок – ЮАР, Россия и Канада.

Мировая добычка платиноидов в пяти основных зарубежных странах-производителях выросла в 1,5 раза, в том числе платины в 1,2 [13]. Эксперты компании "Джонсон Мэтьюс" считают, что в России на Норильском комбинате производится около 31 т платиновых металлов в год. В незначительном количестве платиновые металлы добываются в России из действующих россыпей – Кондерской, Гулинской и некоторых уральских. В других странах СНГ платиновые металлы добываются попутно [16, 22], крупные скопления этих металлов там пока не известны.

В последние годы платиноиды в основном добывались из собственно платинометаллических за рубежом и из сульфидно-платиноидно-медно-никелевых месторождений Норильского района в России.

Повышающийся спрос на платиновые металлы, монопольное положение ЮАР на рынке платиноидов и особенно открытие месторождения Стиллуотер стимулировали поиски подобных объектов в Канаде, Австралии, США, Новой Зеландии, Ботсване, Папуа Новой Гвинее, на Филиппинах, в Гренландии, Зимбабве, Китае и других странах. В нашей стране после открытия уникальных по запасам, набору и содержаниям платиновых металлов Талнахского и Октябрьского месторождений подобные работы были практически свернуты.

Геолого-разведочные работы привели к открытию новых перспективных объектов не только известных геолого-промышленных, но и новых, нетрадиционных типов [1, 5–7, 9, 10, 18, 22–24]. Некоторые из последних, безусловно, заслуживают интереса в плане как быстрого пополнения валютных фондов государств, так и возможного оздоровления окружающей среды (стиллуотерский тип).

Рациональный комплекс методов определения платиновых металлов в геологических пробах разного состава достаточно не отработан; экспресс-анализ, которым может быть названа его сцинтилляционная разновидность, близок к завершению.

Сравнительный анализ технологии попутного извлечения платиновых металлов в России на Норильском комбинате и за рубежом позволяет отметить, что, несмотря на значительную реконструкцию технологии, в

**Цены на платиновые металлы на мировом рынке
(в долларах США за 1 г)**

Металлы платиновой группы	Годы				
	1981	1983	1985	1988	1992
Платина	14,37	13,63	17,9	21,4	10,2–11,1
Палладий	3,05	4,37	4,2	4,0	3,1
Родий	10,60	10,16	39,4	39,2	До 130
Иридий	17,0	10,10	12,0	10,0	9,0
Рутений	1,0	0,93	2,3	2,1	1,7
Осмий	4,17	4,24	21,9	19,7	16,2

некоторых узлах его обогачительно-металлургической системы извлечение платиновых металлов находится на более низком уровне, чем на аналогичных предприятиях зарубежных стран. Среди редких платиноидов при их попутном извлечении максимальным дефицитом (до 93%) отличается осмий.

Итак, в настоящее время платиновые металлы получают в России только на одном комбинате с большими их потерями, главным образом в хвостах обогащения. Следует отметить, что при постоянном уменьшении запасов богатых руд в Норильском районе содержание платиноидов в товарной руде будет падать и, как следствие, будет уменьшаться добыча платиновых металлов.

Основные направления комплексных исследований по программе. Мировой опыт свидетельствует о том, что основным источником платиновых металлов являются собственно платиновые месторождения в расслоенных комплексах ультрамафит-мафитов [6, 13, 17, 19]. Многие районы России относятся к числу перспективных для поисков массивов подобных стиллуотерскому, гренландскому и в меньшей мере бушвельдскому типов, а также других нетрадиционных и новых видов платинометалльного сырья. Эти вопросы применительно к выделенным авторами Карельской, Кольской, Воронежской, Уральской, Северо-Сибирской, Южно-Сибирской и Дальневосточной провинциям достаточно детально рассмотрены на примере ряда объектов в серии докладов участников совещания "Геология и генезис платиновых металлов" (Москва, 21–24 апреля 1992 г.). Однако к настоящему времени перспективы большинства рассмотренных объектов оценены только качественно, экономическая, технологическая и экологическая оценка их вообще не выполнялась, поэтому вопросы очередности освоения и даже изучения платинометалльных рудопроявлений без серьезных комплексных научно-производственных работ не могут быть решены.

Таким образом, прирост ресурсов платиновых металлов в России — очень серьезная и крупная проблема, требующая создания научных основ прогноза, поисков и оценки платиноносных объектов применительно ко всей ее территории и отдельным крупным регионам, разработки методики и методологии геолого-разведочных работ на платиноиды, совершенного аналитического обеспечения с экспрессными методами анализа, внедрения новых ресурсосберегающих технологий переработки

руд, промышленных продуктов и хвостов производства для различных типов месторождений. Нам представляется, что реализация этой проблемы возможна только в результате комплексных прогнозно-металлогенических, геолого-геохимических, эколого-экономических и технологических научно-исследовательских, опытно-методических, опытно-конструкторских и производственных работ, объединенных концептуально, организационно и финансово и проводимых в рамках единой программы "Платина России", основные положения которой рассматриваются ниже.

Научные основы комплексных прогнозно-металлогенических исследований платиноносных регионов. Предусматривается разработка принципов оценки металлогенического потенциала и прогноза развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов России. В процессе исследований будут разработаны типизация и систематика потенциально платиноносных геологических формаций, а на этой базе – рудно-формационный анализ разнотипного платинометалльного оруденения; проведено геолого-генетическое, математическое и в целом комплексное металлогеническое моделирование платиноносных формаций, созданы теоретические металлогенические модели разноранговых платиноносных объектов, определены поисковые признаки и факторы платиноносности для различных типов месторождений, в первую очередь нетрадиционных типов, обоснована сеть реперных платиноносных полигонов различных геодинамических и формационных обстановок для отработки технологий ведения геолого-разведочных работ на платину. Предполагается провести экспериментальные исследования физико-химических процессов, контролирующих перенос, концентрацию, вынос и разубоживание платиновых металлов, с целью разработки генетических моделей формирования и размещения их месторождений.

Исходя из анализа существующих классификаций [3, 7, 13, 14, 17] в соответствии с принципами рудно-формационного анализа и известной связи наиболее важных в промышленном отношении концентраций МПГ с определенными типами ультрамафит-мафитовых рудно-магматических систем, представляется возможным предварительно выделить следующие формационно-генетические типы (и подтипы) платинометалльных месторождений: 1) платино-иридий-осмиевый, ассоциирующий с хромитоносной дунит-перидотитовой (гарцбургитовой) формацией (альпийский тип: Новая Каледония, Северная Калифорния, Турция, Куба, Кемпирсайский и другие массивы Урала); 2) существенно платиновый, связанный с хромо- и в большей мере титаноносной дунит-клинопироксенит-габбровой формацией (уральский тип: нижнетагильский, качканарский и волковский подтипы западного и восточного Платиноносных поясов Урала, ультрамафитовые массивы Аляски); 3) железо-платино-осмиевый (с иридием) в обогащенных преимущественно хромитом, а также магнетитом и титаномагнетитом дунит-перидотитовых штоках (ядрах) щелочно-ультрамафитовой формации (инаглинский тип: Кондер, Инагли на Алданском щите, Юбдо в Эфиопии и др.); 4) железо-платино-палладиевый в разнотипных сульфидных медно-никелевых месторождениях, ассоциированных с формациями: а) габбро-верлитовой

(печенгский тип: Печенга), б) дунит-перидотит-габброноритовой (мамонский тип: Нижний Мамон, Юбилейное, Линн-Лейк), в) ортопироксенит-норит-диоритовой (садберийский и еланский типы), г) габбро-долеритовой (трапповой) (норильско-талнахский сульфидный и верхнеталнахский малосульфидный типы: Норильск, Талнах и др. в России, Инсизва в ЮАР, Дулут в США и др.); 5) платинометалльный (преимущественно платино-палладиевый) в ритмично-расслоенных комплексах перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (бушвельдско-стиллуотерско-мончегорский тип: Бушвельд, Мончегорск, Великая Дайка, Стиллуотер, Бураковский и другие плутоны), в пределах которых платиновые металлы образуют самостоятельные горизонты типа Рифа Меренского (Бушвельд, Великая Дайка), ассоциируют с хромитовыми (+ сульфиды) горизонтами (тип UG-2: Бушвельд, Стиллуотер) и медно-никелевыми рудами (собственно бушвельдский и плэтрифский подтипы: Бушвельд, Мончегорск), представлены платино-железистыми "воронками" в трубообразных телах фаялитовых дунитов (восточно-бушвельдский подтип: Бушвельд-Онвервахт, Моихук, Дриккоп); 6) палладий-платиновый (с рутением, иридием, осмием) в коматиит-ассоциированных сульфидных медисто-никелевых и никелевых рудах (камбалдийский тип: Камбалда, Марбриды, Унгава, Манитоба Якабинде и др.); 7) золото-платиновый в кислых эффузивах (тип Коронейшен-Хилл в Австралии) архейских зеленокаменных поясов.

Совершенно очевидно, что каждый нетрадиционный тип платиноидных месторождений для выявления в пределах России требует разработки специальных критериев и признаков. В то же время необходимо комплексное изучение ряда регионов на нетрадиционные коренные, россыпные и техногенные месторождения. Это Северо-Сибирский и Карело-Кольский регионы, перспективные на стиллуотерско-бушвельдский, черносланцевый, техногенный, кор выветривания, россыпной и другие типы. Для Воронежского региона с позиций рассмотренной схематической классификации определена геологическая позиция потенциально платиноносных рудных формаций и отражена степень их изученности на уровне различных металлогенических категорий, что является основой проведения научно-исследовательских и геолого-разведочных работ с целью разработки модели металлогенического районирования и последующего прогноза на платиноидное оруденение.

В результате проведенных исследований будет выполнено прогнозно-металлогеническое районирование для целей поисков и оценки месторождений платиноидов, в первую очередь нетрадиционных типов (в том числе и техногенных), и обоснованы поисковые критерии и признаки наличия разноформационных и разноранговых объектов. По итогам первого этапа исследований будет составлена монография "Месторождения металлов платиновой группы (геология, генезис, прогноз)".

Методическое и методологическое обеспечение работ. Предполагается обосновать оптимальную последовательность и комплексность применения существующих и нетрадиционных методов поисков и оценки платиноносных объектов (эндогенных, россыпных и техногенных), разработать для поисков и оценки платиноносных объектов серию автоматизированных аппаратурно-методических комплексов.

Необходимо учитывать, что главными факторами, благоприятствующими формированию платинометалльного оруденения, помимо специфического структурно-тектонического положения, являются: а) первичная обогащенность магм платиновыми металлами; б) восстановленный существенно водородный характер флюидов, способствующий магматической ликвации с образованием серии ликвантов и остаточного расплава, обогащенного водородом, сероводородом и другими компонентами-концентраторами платиновых металлов; в) максимальное обогащение каких-либо горизонтов, участков ("рифов") восстановленными флюидами; г) зоны перехода от пород с восстановленной флюидной фазой к породам с более окисленными флюидами. Совершенно очевидно (Талнахский массив – лучший пример), что с относительно небольшими по объему расслоенными ультрамафит-мафитовыми интрузиями, сопровождающимися значительными подтоками мантийных флюидов, могут быть связаны очень крупные массы благородных металлов.

Следовательно, технологическая схема, обусловленная моделью прогнозируемого рудного объекта, должна быть в идеальном варианте направлена, во-первых, на обнаружение крупных ритмически-расслоенных массивов, во-вторых, на выявление в их пределах высокофлюидизированных горизонтов (слоев) или открытие сравнительно небольших, но интенсивно обогащенных флюидами интрузий. Именно такие массивы или высокофлюидизированные горизонты в них должны быть опробованы на платиноиды с достаточно высокой степенью детальности.

Для подтверждения перспективных структурных моделей необходимы исследования глубинного строения района, а также самих расслоенных массивов, их морфологии и внутреннего строения комплексом геолого-геофизических и геохимических методов. Эта общая задача включает: а) выявление элементов глубинного структурно-тектонического контроля интрузий; б) выяснение морфологии массивов и их пространственных взаимоотношений; в) установление внутренней структуры с выделением зон и макроритмов, определение трендов дифференциации; г) выявление крупных проводников и аномалеобразующих объектов в пределах расслоенных массивов; д) выделение по петрогеохимическим критериям (в первую очередь по степени флюидонасыщенности и трендам дифференциации) потенциально платиноносных горизонтов.

В оптимальный комплекс предлагается включить невзрывную сейсморазведку, глубинную электроразведку с изучением электромагнитных полей, атмогеохимию, декрепитацию, гидро- и литохимию.

Техническое и аппаратурно-аналитическое обеспечение работ. Исследования по этому блоку программы направлены на разработку, апробацию и внедрение рационального комплекса аналитических методов, создание аппаратурной базы и конструирование передвижных лабораторий и модульных станций для полевых работ. Важнейшим элементом исследований является также создание государственных аналитических стандартов.

Разработанные к настоящему времени и утвержденные в НСАМ шесть комбинированных методик, включающих химическое концентрирование и спектрометрическое или атомно-абсорбционное определение, предпо-

лагают в основном анализ на платину и палладий. Только по двум из этих методик возможно определение пяти платиноидов (кроме осмия). Поэтому уже в первые 3 года исследований по программе предполагается разработать: 1) методики определения платиноидов лазерным фотоионизационным анализом с нижними пределами определяемых содержаний 0,001–0,0001 г/г; 2) кинетические методы определения платиноидов с нижним пределом 0,001 г/г в пробах сложного состава, в том числе содержащих повышенные концентрации органического вещества.

Привлечение крупных оптико-механических объединений и конструкторских бюро позволит создать и внедрить в практику деятельности геолого-разведочных организаций передвижные лаборатории и мобильные модульные станции для экспресс-анализа геохимических проб, выделения и разбраковки потенциально платиноносных аномальных зон и полей.

Необходимо создание на территории России хотя бы трех специализированных центров, обеспечивающих весь объем аналитических работ на МПГ.

Прогнозная оценка территории России на металлы платиновой группы. Прогнозная оценка выполняется совместно научно-исследовательскими и производственными организациями. Научно-исследовательские, опытно-методические, тематические и производственные работы по этому разделу программы будут направлены на оценку перспектив коренной, россыпной и техногенной платиноносности Карело-Кольского, Воронежского, Уральского, Северо- и Южно-Сибирского, Дальневосточного регионов, являющихся крупными платиноносными провинциями и поясами, с особым вниманием к нетрадиционным типам платиноносных объектов, на выделение перспективных платиноносных районов, полей и конкретных площадей с составлением региональных и типовых карт потенциальных ресурсов.

Работы этого блока предполагается выполнить поэтапно. В I этап проводятся комплексные научно-исследовательские, опытно-методические и производственные работы с целью проверки и апробации новой технологии на выбранных реперных платиноносных полигонах во всех крупных регионах. Местоположение и прогнозно-металлогеническая характеристика реперных полигонов должны быть уточнены в ходе исследований по первому разделу программы. II этап – общая оценка металлогенического потенциала металлов платиновой группы России и ее отдельных регионов, составление прогнозных платино-металлогенических (региональных и типовых) карт масштаба 1:5 000 000, 1:1 000 000 и 1:200 000, выделение разнотипных, разноранговых и разнозначимых потенциально платиноносных районов и иногда полей с оценкой прогнозных ресурсов по категории P_3^1 . Уже на этом этапе расставляются акценты по конкретным перспективам платиноносности: на комплекс месторождений платиновых металлов разных формаций; на тип расчлененных интрузий (сульфидный и малосульфидный, в первую очередь

¹ В процессе исследований предполагается разработать свою шкалу прогнозных ресурсов для платиноносных объектов.

стиллоутерский); на россыпную платину; на черносланцевый тип; на объекты попутной платиноносности; на феррогаббро-троктолитовый гренландско-виллюйский тип; на техногенные объекты. III этап – оценка перспектив платиноносных районов и полей, минералого-технологическое и геолого-экономическое изучение и моделирование, выделение платиноносных площадей с определенными технологическими свойствами руд и экономической значимостью рудных объектов, составление геолого-технологических и эколого-экономических карт масштаба 1:50 000 и крупнее, оценка ресурсов по категории P_2 , P_1 и выше.

Таким образом, в процессе исследований будет выполнено разно-масштабное технолого-экономико-металлогеническое районирование территории России на платиноиды, изучен вещественный состав коренных и россыпных объектов, установлены типоморфные признаки разноформационного промышленно значимого платиноидного оруденения, установлены закономерности распределения, выявлены источники, оценены ресурсы попутной платиноносности в колчеданно-полиметаллических, медных, медно-молибденовых, золоторудных и золотороссыпных месторождениях. В итоге на каждом этапе работ выдаются рекомендации по направлениям, площадям, методикам и очередности геолого-разведочных работ, выполняется предварительная геолого-экономическая и технолого-экологическая оценка платиноносных объектов и определяется очередность их изучения и освоения.

Промышленно-технологическое и экологическое обеспечение работ – основа рационального природопользования. Исследования и опытно-производственные работы по этому разделу программы направлены на создание максимально экологически чистых и достаточно экономически значимых технологических систем переработки руд и отходов производства платиноидных и комплексных месторождений. Особое внимание будет уделено изучению содержащих значительные запасы платиноидов хвостоотвалов предприятий Норильского комбината и разработке технологии добычи и переработки малосульфидных платинметалльных руд. Для разработки технологии получения платинового концентрата из отходов обогатительных фабрик необходимо определить минеральные и рассеянные фазы, технические и технологические свойства (консистенцию, крупность, плотность, кислотность, токсичность, влажность, взрывоопасность и др.); провести их минералого-технологическое картирование, выполнить поисково-оценочные работы и подсчет запасов по категории C_2 ; разработать рациональную технологию обогащения, основанную на современных методах извлечения платиноидов при основной и попутной переработках руд; определить приемы и методы экологически чистой утилизации отходов с последующим их применением для кирпичного, бетонного, цементного производства или использования для закладки горных выработок.

Наиболее благоприятными для таких опытно-технологических работ для малосульфидных руд являются верхние, обогащенные платиноидами горизонты интрузии Норильск-I, вскрытые карьером "Медвежий ручей", а также Федорово-Панское рудопоявление.

Уже в процессе проведения опытно-технологических работ по этим

двум направлениям будет получен "живой" металл. Создание совместного или малого предприятия, оснащенного современным модульным оборудованием, на хвостах Норильского ГМК и малосульфидных рудах Норильского и Центрально-Кольского районов может привести к получению значительных количеств дополнительных металлов платиновой группы и полностью окупить и даже перекрыть затраты по программе "Платина России".

Дополнительный опосредованный резерв металлов должен быть получен и в результате другого цикла научно-исследовательских и опытно-производственных работ, включающего: а) определение тенденций распределения платиновых металлов в промышленных контурах рудных тел и вне их, выявление и изучение минералого-геохимических ассоциаций, установление возможных минералов-носителей платиноидов с применением селективного разложения проб и минералов, расчет поминеральных балансов по типам руд и промышленных продуктов; б) расчет балансов (потенциально платиноносных) технологических цепочек эксплуатируемых комплексных месторождений и разработку технологии рационального извлечения платиноидов из руд, жидких, твердых, пылевидных и газообразных продуктов обогачительно-металлургического цикла; в) необходимую в связи с взаимными расчетами между предприятиями и особенно зарубежными партнерами паспортизацию потенциальных источников платиновых металлов в рудах, концентратах, отходах горно-металлургического производства и др.; г) экспериментальные кучное выщелачивание и применение геотехнологий для опытной и попутной добычи платиноидов.

Главным результатом исследований станет комплексная технологическая и эколого-экономическая оценка осваиваемых и выявленных объектов платиновых металлов, обоснование стратегии рационального природопользования в платиноносных рудных районах и полях, определение очередности освоения конкретных месторождений и получение дополнительного металла при опытно-производственных работах по совершенствованию и внедрению технологических систем.

Информационно-патентно-лицензионно-маркетинговое обеспечение. В процессе исследований предполагается создание единой государственной информационной системы "Россия-платина" с использованием региональных, районных и локальных банков данных по платиноносным регионам, районам и полям. Представляется целесообразным создание базовых вычислительных центров по крупным регионам: Санкт-Петербургского-Московского (Северо-Сибирский, Карело-Кольский и Воронежский регионы), Екатеринбургского (Уральский регион), Новосибирского (Южно-Сибирский регион) и Владивостокского (Дальневосточный регион). В каждом из таких центров будут созданы свои базы данных, объединенные в единую общероссийскую систему. Патентно-лицензионная проработка и маркетинговая деятельность обеспечат оперативное получение данных по спросу и предложению платиновых металлов, конкуренции и состоянию мирового рынка, а также сделают возможным выход на фирмы и компании, готовые сотрудничать по программе "Платина России".

Концепция развития геолого-разведочных работ по отрасли "платина" до 2005 г. и на длительную перспективу. Исследования по этому разделу направлены на обоснование рациональных, максимально экологически чистых направлений геолого-разведочных работ. Они включают поэтапное составление и внедрение рекомендаций по технологии ведения работ, химико-аналитическим и другим методам исследований, направлениям, площадям и очередности геолого-разведочных работ.

В результате выполнения программы "Платина России" будет определена геолого-технологическая стратегия в области важнейшего минерального сырья, определяющего валютный фонд страны, создана концепция развития и рационального, максимально экологически чистого освоения минерально-сырьевой базы платиноидов, включающая: разработку научных основ, методов и технологий прогноза, поисков и оценки металлов платиновой группы – эндогенных, россыпных и техногенных; оценку общего металлогенического потенциала платиновых металлов России, прогнозных ресурсов отдельных крупных регионов и запасов конкретных платиноносных объектов; систематику, типизацию и классификацию потенциально платиноносных формаций России, ее платинометаллогеническое районирование; составление серии разномасштабных прогнозно-металлогенических карт на металлы платиновой группы, определяющих направления, площади и очередность геолого-разведочных работ; создание комплексных моделей разноранговых, разнотипных и разнозначимых платиноносных объектов; обоснование технологии ведения геолого-разведочных работ, создание автоматизированных аппаратурно-методических комплексов и компьютерной системы оценки платиноносности массивов по наборам признаков; создание технико-аппаратурной и аналитической базы отрасли "платина", в том числе передвижных лабораторий и мобильных модульных станций для проведения полевых работ; оценку технологических свойств руд нетрадиционных типов месторождений металлов платиновой группы; разработку рекомендации по направлениям и технологиям геолого-разведочных работ по отрасли "платина" (концепция развития геолого-разведочных работ по отрасли "платина" до 2005 г. и на длительную перспективу); совершенствование существующих, внедрение зарубежных и создание новых технологий переработки руд, хвостов и отходов производства – повышение комплексности готовой продукции разрабатываемых месторождений; составление минералоготехнологических карт платиноносных районов и полей; расчет балансов платиновых металлов по типам руд и технологическим цепочкам ГОК, выполнение паспортизации; создание информационной системы "Россия–платина", региональных, районных и локальных банков данных по платиноносности, выполнение упреждающего маркетинга; расширение сырьевой базы платиновых металлов России за счет открытия новых, в том числе нетрадиционных коренных, россыпных и техногенных месторождений и внедрения ресурсосберегающих технологий их переработки; выполнение сравнительного геолого-экономического и технолого-экологического анализа платиноносных объектов России и определение очередности их освоения; получение дополнительного

объема платиновых металлов при апробации новых и усовершенствовании существующих технологических систем; разработку системы рационального природопользования в платиноносных районах и полях.

Выполненный анализ результатов исследований закономерностей размещения, формирования, условий локализации и концентрирования, отработки месторождений металлов платиновой группы позволяет сделать однозначный вывод о недостаточном уровне изученности проблемы, экономически и экологически пагубном подходе к освоению сырья, а также об объективных возможностях достаточно быстрого прироста ресурсов и запасов платиноидов в России.

Предлагаемый концептуально новый подход к решению проблемы, являющийся частью рационального природопользования, заключается в создании и реализации первой целевой комплексной научно-производственной программы "Платина России" с акцентированием внимания на изучении и освоении платиноносных объектов нетрадиционных типов.

Л и т е р а т у р а

1. Атлас пород и руд норильских медно-никелевых месторождений / Д.А. Додин, Б.Н. Батуев, Г.А. Митенков и др. Л.: Недра, 1971. 534 с.
2. *Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи. Л.: Изд-во АН СССР, 1923–1933. Т. 1–5. 950 с.
3. Геология и рудоносность Норильского района / О.А. Дюжиков, В.В. Дистлер, Б.М. Струнин и др. М.: Наука, 1988. 277 с.
4. *Годлевский М.Н.* К геохимии благородных металлов в месторождении Норильск-I // Бюл. техн. информ. Норильского комбината. 1958. № 2, 3.
5. *Гроховская Т.Л., Лапутина И.П.* Платиновая минерализация некоторых расслоенных интрузивов Кольского полуострова // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты, 1988. С. 69–73.
6. *Гурская Л.И.* Платинометальное оруденение стиллуотерского типа и критерии его прогнозирования. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 88 с.
7. *Гурская Л.И.* Пятый Международный платиновый симпозиум // Сов. геология. 1990. № 11. С. 128–131.
8. *Дистлер В.В.* Медь, никель, платиновые металлы // Геохимия процессов рудообразования. М.: Наука, 1982. С. 6–38.
9. *Додин Д.А., Тарновецкий Л.Л., Нагайцева Н.Н.* Петрогенезис расслоенных интрузий Таймыра // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 7. С. 45–65.
10. *Додин А.Л., Додин Д.А., Шануренко Н.К.* и др. Металлогения краевых структур Сибирской платформы // Геология руд. месторождений. 1988. № 6. С. 3–12.
11. *Додин Д.А., Дюжиков О.А., Чернышев Н.М.* и др. Новая концепция расширения и комплексного освоения сырьевой базы платиновых металлов – программа "Платина России" // Тез. докл. совещ. "Геология и генезис месторождений платиновых металлов". М.: ИГЕМ РАН, 1992. С. 7.
12. *Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д.* Платинометальная минерализация норильских медно-никелевых руд: Природные и экспериментальные данные // Геология медно-никелевых месторождений. Л.: Наука, 1990. С. 98–105.
13. *Зубатарева Л.И., Иванкин П.Ф., Балашов С.П.* Промышленно-генетические типы месторождений металлов платиновой группы капиталистических и развивающихся стран. М.: ВИЭМС, 1980. 43 с.
14. *Кабри Л.Д., Налдретт А.Д.* Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах // Минералогия. М.: Наука, 1984. С. 10–27. (XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады; Т. 10).
15. *Кривенко А.П., Глотов А.И., Толстых Н.Д.* Состав платиновых минералов и вопросы платиноносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1990. 27 с.

16. *Кривенко А.П., Лапухов А.С., Готов А.И.* и др. Геохимия благородных металлов в медно-никелевых и колчеданно-полиметаллических рудах // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО РАН. 1991. Вып. 778. С. 110–132.
17. *Кривцов А.И.* Месторождения платиноидов (геология, генезис, закономерности размещения). М.: ВИНТИ, 1988. 131 с. (Итоги науки и техники. Рудные месторождения; Т. 8).
18. Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В. Дистлер, Т.Л. Гроховская, Т.Л. Евстигнеева и др. М.: Наука, 1988. 232 с.
19. *Разин Л.В.* Месторождения платиновых металлов // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. Т. 3. С. 96–116.
20. *Разин Л.В.* Эксплуатируемые и перспективные сырьевые источники получения платиновых металлов // Цв. металлы. 1980. № 8. С. 56–61.
21. Тезисы докладов совещания "Геология и генезис платиновых металлов". М., 1992. 140 с.
22. *Юшко-Захарова О.Е.* Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 247 с.
23. *Nielsen T.F.D.* Gold mineralization in the skaergaard intrusion // Open. File Ser. Grønlands geol. unders. 1990. N 89/7. P. 14.
24. *Nielsen T.F.D., Schonwandt H.K.* Gold and platinum group metal mineralization in the Skaergaard // Rapp. Grønlands geol. unders. 1990. N 148. P. 101–103.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	3
<i>В.В. Дистлер.</i> Платиновая минерализация Норильских месторождений.....	7
<i>Е.В. Шарков.</i> Происхождение критических зон крупных расслоенных интрузивов.....	35
<i>В.В. Дистлер, О.А. Дюжиков, В.Ф. Кравцов, С.Ф. Служеникин, Д.М. Туровцев.</i> Малосульфидная платинометальная формация Норильского района	48
<i>Ф.П. Митрофанов, Ю.Н. Яковлев, В.В. Дистлер, Н.Л. Балабонин, Н.Н. Веселовский, В.С. Докучаева, Т.Л. Гроховская, С.Ф. Ключин, А.А. Захаров, А.У. Корчагин.</i> Кольский регион – новая платинометальная провинция.....	65
<i>Ю.Н. Яковлев, В.С. Докучаева.</i> Платинометальное оруденение Мончегорского плутона (Кольский полуостров).....	79
<i>В.С. Докучаева.</i> Петрология и условия рудообразования в Федорово-Панском интрузиве	87
<i>А.У. Корчагин, Е.М. Бакушкин, Л.А. Виноградов, С.М. Карпов, А.И. Медников.</i> Геологическое строение нижней краевой зоны массива Панских Тундр и ее платинометальное оруденение.....	100
<i>Ю.В. Гончаров, А.У. Корчагин, С.М. Карпов.</i> Некоторые особенности связи родий-платино-палладиевого и сульфидного никелево-медного оруденения в нижней расслоенной серии Панского массива (Кольский полуостров).....	107
<i>С.Ф. Ключин, Т.Л. Гроховская, А.А. Захаров, Т.В. Соловьева.</i> Геология и перспективы платиноносности Олангской группы массивов (Северная Карелия).....	111
<i>Т.Л. Гроховская, С.Ф. Ключин.</i> Процессы концентрирования платиновых металлов в расслоенном интрузиве Луккулайсваара (Северная Карелия)	126
<i>Б.И. Гонгальский, Н.А. Кривоулицкая.</i> О платиноносности Чинейского расслоенного массива.....	144
<i>С.А. Паланджян, Г.Г. Дмитренко, А.Г. Мочалов.</i> Платиноидная минерализация альпинотипных ультрамафитов и геодинамические обстановки формирования офиолитов.....	155
<i>Е.В. Аникина, В.П. Молошаг, В.Ю. Алимов.</i> Минералы платиновых металлов в хромитах Войкаро-Сыньинского и Рай-Изского массивов (Полярный Урал).....	167
<i>А.Б. Макеев.</i> Формы нахождения платиноидов в альпинотипных ультрабазитах Урала.....	175
<i>Г.Г. Дмитренко, Е.М. Горячева, Г.Н. Савельева.</i> Минералы платиноидов в хромитах массива Нурали (Южный Урал).....	183
<i>Л.В. Агафонов.</i> Формы и условия концентрации платиноидов в хромититах Монголии.....	189
<i>В.Г. Лазаренков, К.Н. Малич, Е.А. Балмасова.</i> Эволюция элементов платиновой группы в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах.....	198
<i>Ф.П. Леснов.</i> Три типа минерализации элементов платиновой группы в Наранском полигенном базит-гипербазитовом плутоне (Западная Монголия).....	206
<i>А.В. Савицкий, Т.В. Билибина, Е.К. Мельников, Ю.В. Петров.</i> Закономерности размещения месторождений комплексных (V, Pd, Au, U) руд онежского типа и перспективы их обнаружения в восточной части Балтийского щита	217
<i>А.Г. Мочалов.</i> Минеральные ряды минералого-геохимических типов россыпей платиноидов (основа локального прогноза).....	225
<i>А.В. Округин, А.А. Ким.</i> Минералого-геохимические типы ассоциаций платиновых металлов в россыпях Сибирской платформы.....	235

<i>Н.М. Чернышов.</i> Перспективы платиноносности Воронежского кристаллического массива	242
<i>Г.Л. Евстигнеева.</i> Экспериментальное исследование платиновой минерализации.....	257
<i>Е.Ф. Сиякова, Ж.Н. Федорова, Г.Р. Колонин.</i> Поведение платины, палладия и родия в процессе кристаллизации железо-никелевых сульфидных расплавов по экспериментальным данным.....	264
<i>Г.М. Варшал, Т.К. Велюханова, И.Я. Кошчева, А.Х. Галузинская, В.И. Павлуцкая, Н.С. Сафронова.</i> Комплексообразование как причина концентрирования платиновых металлов углеродистым веществом пород и потеря этих металлов в аналитических операциях	277
<i>Д.А. Додин, Н.М. Чернышов, О.А. Дюжиков, В.Н. Тарасов, Л.Л. Тарновецкий, И.Я. Некрасов, Г.В. Поляков, Г.Л. Митрофанов.</i> Новая концепция расширения и комплексного освоения сырьевой базы платиновых металлов – программа "Платина России"	286

CONTENTS

Introduction	3
V.V. Distler. Platinum mineralization the Noril'sk deposits.....	7
E.V. Sharkov. The origin of critical zones of large layered intrusions.....	35
V.V. Distler, O.A. Duzhikov, V.F. Kravtsov, S.F. Sluzhenikin, D.M. Turovtsev. Low-sulphide PGE-bearing ore formation of the Noril'sk district	48
F.P. Mitrofanov, Y.N. Yakovlev, V.V. Distler, N.L. Balabonin, N.N. Veselovsky, V.S. Dokuchaeva, T.L. Grokhovskaya, S.F. Klyunin, A.A. Zakharov, A.U. Korchagin. Kola region - new PGE-bearing province	65
Yu.N. Yakovlev, V.S. Dokuchaeva. PGE-mineralization of the Monchegorsk pluton (Kola peninsula).....	79
V.S. Dokuchaeva. The petrology and ore-forming settings of the Fedorovo-Pansky intrusive.....	87
A.U. Korchagin, E.M. Bakushkin, L.A. Vinogradov, S.M. Karpov, A.I. Mednikov. Geological structure of lower boundary zone of the Pansky massif and its PGE-mineralization	100
Yu.V. Goncharov, A.U. Korchagin, S.M. Karpov. Some features of relations between rhodium-platinum-palladium and nickel-copper sulphide mineralization in lower layered series of the Pansky massif (Kola peninsula).....	107
S.F. Klyunin, T.L. Grokhovskaya, A.A. Zakharov, T.V. Solov'eva. Geology and prospects of PGE-bearing mineralization of the Oulanka group massifs (Northern Karelia).....	111
T.L. Grokhovskaya, S.F. Klyunin. PGE concentrating processes in the Lukkulaivaara layered intrusive (Northern Karelia).....	126
B.I. Gongal'sky, N.A. Krivolutsкая. On PGE-bearing mineralization of the Chineisky layered massifs	144
S.A. Palandzan, G.G. Dmitrenko, A.G. Motchalov. PGE-mineralization in alpine ultramafites and geodynamic settings of ophiolite formation.....	155
E.V. Anikina, V.P. Moloshag, V.Yu. Alimov. PGE-mineralization in chromites of the Voikaro-Syn'insky and Raj-Iz massifs (Polar Ural).....	167
A.B. Makeev. Different types of PGM in Ural alpine ultramafites.....	175
G.G. Dmitrenko, E.M. Goryacheva, G.N. Savel'eva. PGM in chromites of the Nurali massif (Southern Ural).....	183
L.V. Agafonov. Types and PGE concentration processes in Mongolian chromitites.....	189
V.G. Lazarenkov, K.N. Malich, E.A. Balmasova. PGE evolution in clinopyroxene-dynite zoning massifs	198
F.P. Lesnov. Three types of PGE-mineralization in the Naransky polygenic mafic-ultramafic pluton (Western Mongolia)	206
A.V. Savitsky, T.V. Bilibina, E.K. Mel'nikov, Yu.V. Petrov. Regularities of emplacement of Onega type complex (V, Pd, Au, U) ore deposits and prospects of their discovery in eastern part of Baltic shield	217
A.G. Mochalov. Mineral sequences of mineralogical-geochemical types of PGE placers as a base to the local prediction.....	225
A.V. Okrugin, A.A. Kim. Mineralogical-geochemical types of PGE associations in the Siberian platform placers	235
N.M. Chernyshov. Prospects of PGE-mineralization of the Voronezh crystalline massif.....	242
T.L. Evstigneeva. Experimental investigations of PGE-mineralization.....	257
E.F. Sinyakova, Z.N. Fedorova, G.R. Kolonin. Platinum, palladium, rhodium behaviour in the process of iron-nickel sulphide liquid crystallization (experimental data)	264
G.M. Warshal, T.K. Welyuhanova, I.Ya. Koscheyeva, A.H. Galuzinskaya, V.I. Pavlutsкая,	

<i>N.S. Safronova. Complex-formation as a reason of PGE concentration by carbon-bearing rocks substances and loss of these metals during analytical operations.....</i>	277
<i>D.A. Dodin, N.M. Chernyshov, O.A. Dyuzhikov, V.N. Tarasov, L.L. Tarnovet'sky, I.Ya. Nekrasov, G.V. Polyakov, G.L. Mitrofanov. New concept of enlargement and complex utilization of platinum metals sources "Platinum of Russia" programme.....</i>	286

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ**

Утверждено к печати

*Институтом геологии
рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии*

*Научным советом по проблемам рудообразования
и металлогении при ОГТГН*

Редактор *Т.А. Николаева*
Художественный редактор *Н.Н. Михайлова*
Технический редактор *Т.А. Резникова*
Корректоры *З.Д. Алексеева, Н.Л. Голубцова*

Набор выполнен в издательстве
на компьютерной технике

ЛР № 020297 от 27.11.91 г.
ИБ № 755

Подписано к печати 29.03.94. Формат 60 × 90 1/16
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 19,0. Усл.кр.-отт. 19,3. Уч.-изд.л. 22,7
Тираж 360 экз. Тип.зак. **109**

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Санкт-Петербургская типография № 1 ВО "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34,9 -я линия, 12

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"
ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГА:**

Наведенная сейсмичность. 17 л.

В сборник включены статьи по новым разработкам сейсмической аппаратуры с обобщением результатов анализа погрешностей приборов, применяемых в практике наблюдений. Рассмотрены теоретические вопросы новых и уже используемых приборов. Большая часть статей посвящена автоматизации сбора и обработки данных с алгоритмами экспресс-анализа сейсмической информации. Намечены перспективы развития программно-управляемых цифровых сейсмологических сетей.

Для специалистов по геофизическому приборостроению, геофизиков, сейсмологов, работников сейсмических служб.

АДРЕСА КНИГОТОРГОВЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ
РОССИЙСКОЙ ТОРГОВОЙ ФИРМЫ "АКАДЕМКНИГА"

Магазины "Книга-почтой"

117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2; 197345 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 7

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой"

690088 Владивосток, Океанский проспект, 140 ("Книга-почтой"); 620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга-почтой"); 664003 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 ("Книга-почтой"); 660049 Красноярск, проспект Мира, 84; 103009 Москва, ул. Тверская, 19а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 117383 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51; 630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 ("Книга-почтой"); 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пущино, Московской обл., МР "В", 1 ("Книга-почтой"); 443002 Самара, проспект Ленина, 2 ("Книга-почтой"); 191104 Санкт-Петербург, Литейный проспект, 57; 199164 Санкт-Петербург, Таможенный пер., 2; 194064 Санкт-Петербург, Тихорецкий проспект, 4; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга-почтой"); 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49

Магазин "Академкнига" в Татарстане:

420043 Казань, ул. Достоевского, 53

5328